库姆塔格沙漠风沙地貌

董治宝　苏志珠　钱广强
罗万银　张正偲　吴晋峰　著



科学出版社

Aeolian Geomorphology of the Kumtagh Desert

Dong Zhibao Su Zhizhu Qian Guangqiang
Luo Wanyin Zhang Zhengcai Wu Jinfeng

www.sciencep.com



科学出版中心 资源环境分社
电 话：(010) 64000849
E-mail：geoscience@mail.sciencep.com
博 客：http://blog.sina.com.cn/geosciencep
销售分类建议：地理/地貌

定 价：158.00 元

库姆塔格沙漠风沙地貌

董治宝　苏志珠　钱广强
罗万银　张正偲　吴晋峰　著

科技部国家科技基础性工作专项“库姆塔格沙漠综合科学考察”
教育部“长江学者奖励计划”陕西师范大学长江学者特聘教授项目　资助

科 学 出 版 社
北 京

内 容 简 介

本书是作者近5年来关于库姆塔格沙漠风沙地貌研究成果的总结。全书共12章，系统论述了库姆塔格沙漠风沙地貌形成的古地理背景、沉积物特征、风动力系统、风沙地貌类型与分布、风沙地貌的形成、羽毛状沙丘、库姆塔格沙漠特有的风沙地貌、风沙地貌图编制、风沙地貌区划、风沙地貌遗产与旅游开发以及风沙危害与防治等问题。

本书可供地理、地质、环境、防沙治沙和国土规划等部门的科研人员使用，也可作为地理、荒漠化防治等相关专业大学生和研究生的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

库姆塔格沙漠风沙地貌/董治宝等著. —北京：科学出版社，2011

ISBN 978-7-03-032413-9

Ⅰ.①库… Ⅱ.①董… Ⅲ.①沙漠-风沙地貌-研究-西北地区
Ⅳ.①P942.450.73

中国版本图书馆CIP数据核字(2011)第195520号

责任编辑：彭胜潮/责任校对：宋玲玲
责任印制：钱玉芬/封面设计：王 浩

科学出版社 出版
北京东黄城根北街16号
邮政编码：100717
http://www.sciencep.com

北京佳信达欣艺术印刷有限公司 印刷
科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2011年10月第 一 版 开本：B5(787×1092)
2011年10月第一次印刷 印张：31 1/4
印数：1—1 000 字数：716 000

定价：158.00元

(如有印装质量问题，我社负责调换)

序

《库姆塔格沙漠风沙地貌》一书是继朱震达等老一辈沙漠学家所著《塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究》之后，中国区域风沙地貌研究的又一力作。

我与董治宝都是中国沙漠科学的开拓者和奠基人——朱震达先生的研究生，在读研究生期间的研究方向都是沙漠化与风沙地貌，我侧重于沙漠化过程与防治研究，董治宝侧重于风沙地貌和风沙物理研究。在先生的多年教导下，我们都希望在不同研究方向为中国的沙漠科学做出贡献。可喜的是，以董治宝研究员为主的研究团队经过多年的不懈努力，现在已成为国内最具影响力的风沙地貌与风沙物理研究团队，也是国际风沙地貌和风沙物理研究的一支重要力量。

库姆塔格沙漠是中国第四大流动沙漠，以其独特的羽毛状沙丘著称，朱震达先生生前曾十分关注该沙漠的研究工作，特别关注羽毛状沙丘的形成和演变，多次鼓励我们开展研究。但由于自然条件严酷，研究工作直至21世纪初才成为可能，留下了导师的遗憾。所以，《库姆塔格沙漠风沙地貌》一书从某种意义上讲，是完成了导师未竟事业于万一。

董治宝等自2005年以来多次深入库姆塔格沙漠腹地，特别是在负责国家科技基础性研究专项“库姆塔格沙漠综合科学考察”中地貌组的工作过程中，在沙漠中进行了广泛的考察、观测和取样工作，获得了大量的第一手资料，并结合遥感技术，全面研究了库姆塔格沙漠风沙地貌形成的古地理背景、沉积物基础、风动力系统、风沙地貌类型与分布、风沙地貌的形成、独特风沙地貌、关于羽毛状沙丘的讨论、风沙地貌图编制、风沙地貌区划、风沙地貌遗产与旅游开发以及风沙危害与防治等问题。

中国沙漠、戈壁和沙漠化土地面积约170万km^2，横跨干旱区、半干旱区和半湿润区等不同自然地带，东部沿海还有海岸沙地，风沙地貌类型复杂多样。目前我们对大多数区域的风沙地貌研究还很不够深入。《库姆塔格沙漠风沙地貌》一书图文并茂，内容丰富，资料翔实，它的出版一方面有助于人们对库姆塔格沙漠的深入认识，促进沙漠科学研究的发展；另一方面对深入研究其他地区沙漠的风沙地貌也有重要的借鉴价值。希望研究者继续努力，不断进取，在风沙地貌研究中取得更加丰硕的成果。

中国地理学会沙漠分会理事长
国际沙漠协会（IDRA）主席　王涛

2010年12月于兰州

前　言

库姆塔格沙漠素为人类禁区，虽然周边地区是探险家的胜地。有关库姆塔格沙漠的文字记载最早可溯及先秦时期的《山海经》，汉代之后，沙漠北缘渐有“丝绸之路”兴起。13 世纪，意大利旅行家马可·波罗曾取道西北距库姆塔格沙漠约 80 km 的地方通过。19 世纪中叶以来，多位世界著名探险家接踵而至，在库姆塔格沙漠边缘留下足迹。20 世纪 50 年代以来，中国学者对北方沙漠和沙地开展了全面的科学考察，但留下了库姆塔格沙漠这个死角。所以，库姆塔格沙漠腹地的神秘一直保留至 21 世纪初。

与大多数沙漠科学工作者一样，我们对库姆塔格沙漠的兴趣源于对其中羽毛状沙丘的好奇。2000 年，陪同美国《国家地理》杂志摄影师 George Stemeitz 先生拍摄三垄沙雅丹地貌，虽然羽毛状沙丘近在咫尺，但还是未能窥其究竟。2005 年国庆长假之后，终于下决心租用敦煌鸣沙山旅游景区的沙漠车进入库姆塔格沙漠羽毛状沙丘区。然而，实地观察到的羽毛状沙丘与我们已有的概念相去甚远，于是，在反复查阅国内外关于羽毛状沙丘的文献，和通过 Google Earth 遍览世界各地沙漠的羽毛状沙丘之后，产生了彻底搞清库姆塔格沙漠羽毛状沙丘的冲动。2006 年 4 月，库姆塔格沙漠的天气乍暖还寒，我们再度深入羽毛状沙丘区，开展详细的沙丘测量与取样工作。事实证明，所谓的羽毛状沙丘并非偶然孤立地存在，它与周围其他风沙地貌类型有密切联系，我们必须从普遍规律中把握特殊规律。2007 年，最幸运的机遇终于来了，国家科技基础性工作专项“库姆塔格沙漠综合科学考察”（项目编号：2006FY110800）正式启动，下设地质、地貌、土壤、气候、植被、动物、测绘和综合等 9 个专题组，地貌组的工作由我们负责。9 月 10 日，一支浩浩荡荡的科考队挺进库姆塔格沙漠，第一个大本营就扎在羽毛状沙丘上。吃住在羽毛状沙丘上，我们与之有了最亲密的接触。本次科考东西方向的横穿和南北方向的纵穿使我们对整个沙漠的风沙地貌获得了全面的认识。更重要的是，通过在沙漠东西南北不同方位架设 6 个气象站和测风站，获得了解释风沙地貌形成的宝贵风况资料，通过地表沉积物的系列采样和分析，获得了判断沙漠沉积物来源和形成过程的关键资料。高分辨率卫星影像与实地沙丘形态测量的对比研究，使我们有把握借助遥感技术全面快速研究库姆塔格沙漠风沙地貌。2009 年编制出版了《库姆塔格沙漠地貌图》（1∶35 万），为全面研究库姆塔格沙漠风沙地貌奠定了基础。2008 年，本书第一作者董治宝受聘教育部陕西师范大学旅游与环境学院“长江学者”特聘教授，为拓展风沙地貌研究提供了难得的机遇，我们尝试将风沙地貌学与旅游地理学融合，在中国开创风沙地貌遗产和旅游开发研究之先河；而让我们感到欣慰的是，上述尝试被证明是十分成功的。

本书是我们近 5 年关于库姆塔格沙漠风沙地貌研究工作的总结，属于区域风沙地貌研究。在区域风沙地貌研究方面，中国老一辈风沙地貌学家自 20 世纪 60 年代以来，

关于塔克拉玛干沙漠的研究和出版的《塔克拉玛干风沙地貌研究》专著为我们竖起了很高的标杆。所以，我们现在的这本著作虽然在区域上填补了中国区域风沙地貌研究的空白，但丝毫不敢妄称对老一辈风沙地貌学家的工作有所超越。即使有点进步，也是因为我们有更多前人的研究成果可借鉴，有更优越的工作条件和更先进的研究手段。所以，本书的出版并不意味着关于库姆塔格沙漠风沙地貌科学问题的解决，相反，我们的目的是，以我们粗浅的见解求正方家，希望能够引起更多学者对库姆塔格沙漠的关注，开展更深入的研究，以弥补我们的疏漏和纠正我们的谬误，使风沙地貌学健康发展。

本书章节按照库姆塔格沙漠风沙地貌形成与发育环境、风沙地貌特征以及风沙地貌产生的问题和潜在开发利用价值的思路来组织编写。由董治宝统稿。各章编写分工如下：

第 1 章　绪论　董治宝执笔
第 2 章　古地理背景　苏志珠执笔
第 3 章　沉积物基础　钱广强、罗万银执笔
第 4 章　风动力系统　张正偲执笔
第 5 章　风沙地貌类型与分布　董治宝执笔
第 6 章　风沙地貌的形成　董治宝执笔
第 7 章　关于羽毛状沙丘的讨论　董治宝执笔
第 8 章　独特风沙地貌　董治宝执笔
第 9 章　风沙地貌图编制　董治宝执笔
第 10 章　风沙地貌区划　董治宝执笔
第 11 章　风沙地貌遗产与旅游开发　吴晋峰、董治宝执笔
第 12 章　风沙危害与防治　董治宝执笔

本书作者特别感谢中国林业科学研究院荒漠化研究所卢琦研究员提供多次深入库姆塔格沙漠考察的机会，感谢中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室屈建军研究员多年来真诚激烈的讨论，经常撞击出学术的火花和灵感，使我们获益良多。另外，中国科学院寒区旱区环境与工程研究所张伟民研究员提供莫高窟戈壁风沙流防治方面的材料；北京师范大学严平教授提供库姆塔格沙漠水系变迁方面的资料；兰州大学张明泉教授提供敦煌绿洲生态环境问题方面的材料；兰州大学王晓云博士提供敦煌文物古迹沙漠化环境方面的材料；甘肃省地质调查院贾贵义研究员提供月牙泉地质环境方面的材料；甘肃省林业科学研究院戚登臣研究员提供敦煌西湖湿地生态退化方面的材料，特此致谢。《中国沙漠》编辑部的金炯编审、郝美玲副编审为本书的出版在编辑、排版和图件制作方面付出了辛勤的劳动，特此表示衷心感谢！

目　　录

Contents

第1章　绪　　论

本章是全书的开篇，旨在向读者陈述库姆塔格沙漠风沙地貌研究的意义。首先将本书所研究的内容定位于区域风沙地貌学，而风沙地貌学是地貌学的重要组成部分。基于风沙地貌学发展历史中几个标志性阶段的回顾，我们发现，随着现代科学技术的发展，沙漠科学从整体上取得了长足进展，然而区域风沙地貌学研究则因沙漠野外工作环境严酷、基础性太强，或被认为国家需求不突出而愈来愈受冷落。所以，我们强调，区域风沙地貌研究是沙漠学和地貌学健康发展不可缺少的部分，应予以加强。在区域风沙地貌学的理论框架下，阐述了本书的写作与组织思路。

库姆塔格沙漠是亚洲中部沙漠的重要组成部分，其风沙地貌特征既具有全球沙漠的共性，也有其独特性。所以，对库姆塔格沙漠风沙地貌的认识需要将其置于全球沙丘系统中。从全球范围来看，各种各样的风沙地貌，大到数百米壮观的高大沙山和雅丹地貌，小至细微的沙波纹、磨蚀斑和磨蚀坑，是沙漠最引人注意的特征。在全球4 800万 km^2 的干旱，半干旱区中，有约600万 km^2 为风成沙所覆盖，发育各种风沙地貌。在人类与风沙长期斗争的过程中，风沙地貌学逐渐形成和发展，成为一门有独特研究对象、内容、方法和理论体系的科学。

风沙地貌学是研究风力作用下物质运动形成的地表形态特征、空间组合规律及其形成演变的科学，是地貌学中以风为外营力形成的地貌为对象的分支学科。风沙地貌形态与组合特征、组成物质和形成过程是风沙地貌学研究的3大核心内容（Lancaster，1995）。虽然关于风沙地貌现象的朴素描述与记载可以追溯至较早的古代，但一般认为，风沙地貌学主要是从19世纪末叶以后才逐渐发展起来的（Livingstone，1996），稍晚于地貌学的发展（杨景春等，2001）。风沙地貌学最早是介于自然地理学与地质学之间的一门边缘科学，经历了一个多世纪的丰富和完善，目前发展成为有特定研究对象、理论体系和研究方法的现代风沙地貌学。根据风沙地貌学的研究方法和技术手段的发展，以20世纪70年代为界，将风沙地貌学分为传统风沙地貌学和现代风沙地貌学。而地貌学中一般将始于20世纪50年代以小流域地貌研究为代表的“计量革命”视为现代地貌学诞生的标志。所以，与流水地貌中小流域研究相比，风沙地貌学的计量革命则较晚，以单个沙丘的观测研究为标志。现代风沙地貌学通常将其追溯至Bagnold（1941）的研究工作，但必须注意到，Bagnold的研究工作主要集中在风沙颗粒运动学方面，他关于风沙地貌，如沙丘的研究则纯属描述和推测，直至20世纪70年代之后才相继出现验证工作。

1.1 现代风沙地貌学的起源与发展

1.1.1 传统风沙地貌学

传统风沙地貌学以局部地区个别风沙地貌现象的描述为主，其发展经历了地质学、地理学和物理学研究 3 个发展阶段。

1. 地质学阶段

由于风沙地貌学最早是由介于自然地理学与地质学之间的一门边缘科学发展而来的，所以早期的风沙地貌学研究具有明显的地质学特色。沙漠以气候干旱多风、地表疏松、植被贫乏为主要特点，因而风沙活动是沙漠地区主要自然过程之一。虽然目前的沙漠科学研究工作已涉及许多不同的学科领域，如地球科学、生命科学、农业科学、技术科学以及经济学等，最早引起科学界注意的沙漠科学问题是沙漠中的风力作用。因为地质学家在地壳中发现了广泛分布的砂岩和黄土，从而将风力作用视为一种地质过程来认识。目前科学界公认，风力作用是除了流水之外，塑造地球景观的第二大外营力。如 Ehrenberg（1847；据 Pye et al.，1990）最先描述了由风自非洲吹向欧洲的飘尘，Blake（1855；据 Pye et al.，1990）最早认识到沙漠中广泛发育的风蚀地貌，Von Richthofen（1882；据 Pye et al.，1990）认为，中国北方大面积的黄土堆积主要是风成的。尽管如此，直到 19 世纪末，大多数地质学家仍然认为，风对沉积物的搬运作用较流水和冰川作用要微弱得多。例如，Udden（1894；据 Pye et al.，1990）认为，风蚀仅在个别区域具有地质意义，有利于风蚀的条件为干旱的气候和明显突出的地形。但是，Udden 同时也意识到研究风沙过程的重要性。他指出，以往的研究对风力作用未给予足够的重视，所以，他于 20 世纪初率先开展了风沙和风尘沉积学特征的详细研究。Udden 综合了他在风沙和风尘沉积学方面和以往在其他沉积学方面的研究成果，总结出沉积物颗粒粒径分级系统（Udden，1914；Pye et al.，1990），后经 Wentworth（1922；据 Shao，2000）完善，形成了在沉积学上普遍采用的 Udden-Wentworth 沉积物颗粒分级系统（Pye，1987；Shao，2000）。Udden 和 Wentworth 首次将 2～2 048 μm 的颗粒以 2 为因数分为 20 个连续的粒级。随着粒度分析水平的提高，人们可以获得分辨率远高于 Udden-Wentworth 颗粒分级系统粒级划分。例如，McTainsh 等(1997)应用 Coulter Multi-Sizer 粒度分析仪能够分辨出 256 个粒级。借助先进的分析技术，粒度分析目前已可以在小于 $\Phi/4$ 间隔粒度分级系统中进行。但是，现行的各种粒度分级标准大都是在 Udden-Wentworth 粒度分级系统的基础上修改和完善而来的。

可见，由地质学家 Udden 等对风沙和风尘所进行的沉积学研究在地质学、后来兴起的沙漠科学以及其他相关学科研究领域产生颇为积极的影响，所以 20 世纪初或更早时期，地质学家对风沙问题的关注和研究可以称之为地质沙漠学。严格来说，此

时对风沙问题的研究远不能称为沙漠学，因为研究工作只是零星地涉及了个别问题。但这毕竟表明了科学界对风沙乃至沙漠问题的关注。

2. 地理学阶段

沙漠最直观的景观特征就是沙丘，从而引起了探险地貌学家的兴趣。在 20 世纪初兴起了对沙漠的科学考察与探险。最有代表性的工作是法国和英国的地理学家对非洲北部沙漠的考察和俄国地理学家对中亚地区沙漠的探险。

20 世纪初，法国逐渐控制了北非和撒哈拉地区，所以法国科学家在 19 世纪末特别是 20 世纪初，最早对撒哈拉沙漠的沙丘进行了研究。最早企图认识撒哈拉沙漠沙丘的法国地理学者可以追溯到 1881 年（据 Goudie et al.，1999），早期的考察与探险者多以游记的形式描述沙丘地貌特征和推测其成因。例如，Rolland（1890；据 Goudie et al.，1999）曾断言沙漠中的沙丘全部是由风力作用造成的。Flammand（1899；据 Goudie et al.，1999）在横穿西方大沙漠之后，粗略地描述了那里的沙丘特征。Foureau（1905；据 Goudie et al.，1999）较为全面地描述了东方大沙漠的沙丘和其他风沙现象。Chudeau（1909；据 Goudie et al.，1999）研究了撒哈拉沙漠南部的沙丘，特别地关注了乍得湖（Lake Chad）和达喀尔（Dakar）之间的古沙丘。Chudeau 于 1920 年全面地记述了撒哈拉沙漠的沙丘，并讨论了沙丘沙的性质、沙源、沙丘分布特征以及沙丘形态类型（纵向、横向、新月形、灌丛沙丘等）。这是关于沙丘地貌学最早的系统研究。在两次世界大战之间，法国地理学家对撒哈拉沙漠的沙丘地貌学研究已达到了相当高的水平，最突出的是 Aufrere 于 1928～1934 年间的研究工作。Aufrere 利用当时可以收集到的气象资料，试图建立沙丘形态、走向与风况的关系。尽管他的模型存在许多问题，但其研究工作在风沙地貌学上是很重要的思想突破。此外，他将 Davis 的地貌循环理论应用于沙丘地貌研究中，区分了青年期的沙漠（丘间地狭窄、流沙富积）和老年期的沙漠（丘间地宽阔且无流沙覆盖）。Aufrere 还最早将航空像片用于编制风沙地貌图和分析沙丘形态。

英国学者的工作主要在撒哈拉沙漠的东部，因为 19 世纪末和 20 世纪初埃及处于英国的控制下。第一位在撒哈拉沙漠考察与研究的重要英国学者是 Beadnell。他于 1910 年在野外实地观测了新月形沙丘的移动方向与速度。他的观测结果表明，小新月形沙丘较大新月形沙丘移动快，该地新月形沙丘的平均年移动速率为 15～16 m。他同时也观测了沙丘移动的临界风速（约为 $5.8\ m \cdot s^{-1}$）和新月形沙丘背风坡的坡度（约相当于干沙的休止角）。King（1916；据 Goudie et al.，1999）指出，沙波纹与沙丘形态尽管在外表上十分相似，但其成因是截然不同的。King（1918；据 Goudie et al.，1999）也是第一个用烟流显示技术来研究沙丘周围气流场特征的学者。Ball（1927；据 Goudie et al.，1999）曾根据沙丘前移速率来估计风沙侵袭危害。显然，截至 20 世纪 20 年代，Ball，Beadnell 和 King 等已在沙丘形态、移动和过程等方面做了很有意义的工作。

19 世纪末至 20 世纪初，俄国学者对中亚地区的沙漠进行了探险，但是他们的探险与考察活动大多是以掠夺沙漠中的宝藏为目的。他们关于沙漠方面的科学内容都只是一般性的旅行记载（朱震达等，1981）。

3. 物理学研究

风沙地貌学的物理学研究以 Bagnold（1941）创立的风沙物理学为标志，虽然以风沙颗粒运动学为主，但为现代风沙地貌学的发展奠定了基础。尽管 20 世纪 30 年代前，风力作用和风沙活动作为比较重要的地质过程引起地质学家的重视，干旱沙漠中特殊的风沙地貌现象，如沙暴、沙波纹、沙丘乃至沙海引起了地貌学家的广泛兴趣，地质学家和地貌学家们也只能作一些定性的描述性研究，尚未从空气动力学的角度来研究风与沙的相互作用问题。缺乏对风与沙相互作用的动力过程的深入认识成为这一时代沙漠科学向前发展的瓶颈。因为不知道风与沙相互作用的性质，就不能确切地通过风沙沉积结构来解释其沉积环境；地貌学家也只有在明白沙粒为什么会聚积成沙丘并且维持其特殊的形态的基础上，才能较好地研究沙丘形态和移动问题。英国科学家 Bagnold 于 20 世纪 30 年代的研究工作为摆脱沙漠科学的上述瓶颈，推动沙漠科学的发展作出了巨大贡献。

1929～1930 年 Bagnold 在利比亚沙漠中进行了人类最早的汽车沙漠考察，并着迷于广袤沙海中沙丘有规律的组织现象。他以开阔的科学视野，摆脱了传统地学科学家的学科偏见。他认为，将风沙运动视为物理学问题比地貌学问题更为确切，欲在风沙运动的认识方面取得进展，首先必须从气流中单个沙粒的运动特征着手。

It seems to me, however, that the subject of sand movement lies far more in the realm of physics than of geomorphology; and if any advance were to be made in our knowledge of it, it must in the first instance be approached via the study of the behavior of a single grain in a stream of wind (Bagnold, 1941, ⅩⅦ～ⅩⅧ).

Bagnold 认为，解决有关沙丘方面的基本问题要依赖于风洞实验。他于 1935 年在英国剑桥大学建立了第一个用于风沙研究的风洞，以风洞实验方法研究了风沙现象和风沙问题的基本物理学原理，在 Bagnold 开展风沙物理学的同时，现代流体力学的奠基人 Prantl、Von Karman 以及 Shields 等提出的边界层理论亦趋于成熟。Bagnold 创造性地应用和推广了流体力学原理，建立了风沙物理学，标志着沙漠科学进入了物理学研究阶段。Bagnold 的工作是截至目前关于风沙物理学的最广泛和最系统的研究。他的研究工作几乎涉及风沙物理学的各个方面，如固定沙床和活动沙床上的风速廓线、风沙起动过程的受力特征与临界条件、风沙运动的基本形式与输沙量、小型风沙地貌（沙波纹和沙脊）和大风沙地貌（沙丘）形成的物理原理以及鸣沙的物理机制等。Bagnold 的研究工作集中反映在其著作《风沙和荒漠沙丘物理学》（The Physics

of Blown Sand and Desert Dunes，1941）一书中。

20 世纪初，美国中西部的土壤风蚀问题引起人们极大关注。从 40 年代开始，以 W. S. Chepil 等为主的美国科学家为了评价土壤风蚀强度和有效地防止土壤风蚀，将风沙物理学与土壤学和农业工程学等融合，开展了土壤风蚀及其防治研究。美国科学家的主要研究特色表现在：他们较为系统地研究了各种因素对风沙运动乃至风沙活动的影响，其成果集中反映在风蚀方程（Wind Erosion Equation，WEQ）中。在 Bagnold 创立的风沙物理学基础上，Chepil 等考虑到土壤特征、地表覆盖、农田管理措施等更为复杂的条件，在实践中发展了风沙物理学的理论，将风沙工程学纳入风沙物理学研究中，使风沙物理学的体系更为完善。

1.1.2 现代风沙地貌学

20 世纪 70 年代以来的现代风沙地貌学研究有 4 个方面的突出特点：①关于单个沙丘形成过程的研究比较广泛深入；②遥感技术的发展使在行星尺度上研究沙丘及其空间组合规律成为可能；③实验和观测数据采集、存储及传输技术的发展使风沙地貌形成机制的研究更为深入细致；④计算机技术的发展使风沙地貌的数值模拟研究成为很活跃的研究领域。

1. 单个沙丘研究

风沙地貌学中的计量革命首先体现在单个沙丘的研究，这是因为单个沙丘的气流场特征与蚀积规律既可以在野外观测，也可以进行模拟实验。所以，20 世纪 70 年代以来，众多风沙地貌学家研究了单个沙丘的形成过程。研究方法由最早的野外观测逐渐发展为物理模拟和数值模拟研究。野外观测主要集中在沙丘周围的气流场特征和风沙运动（蚀积）特征等方面。最初的研究方法采用简单的测风（如传统的杯状风速仪）和测沙仪器（集沙仪）等。80 年代末和 90 年代以来，随着计算机技术和数据采集及存储技术的发展，更先进的技术应用于风沙观测和实验研究。如在测风方面，先后发展了热线风速仪、激光多普勒测速仪、超声波风速仪和粒子图像测速系统。在测沙方面，先后应用了跃移颗粒感应器（Saltiphone，Spaan et al.，1991）和压电石英晶体传感器（Sensit，Stockton et al.，1990）来记录跃移颗粒的数量。为了通过多点测量获得风速廓线，进而计算摩阻风速及气流的剪切力，多点测量技术不仅应用于物理模拟实验，而且被应用于野外观测。

单个沙丘的定量研究主要集中在横向沙丘和线性沙丘的研究方面，因为这两种沙丘分布最广，而且形成过程相对较为简单，尤其是关于横向沙丘的研究最为成熟，以至于发展到目前很活跃的数值模拟研究。突破性认识表现在 4 个方面：

（1）20 世纪 80 年代以来逐渐认识到，沙丘的形成过程不仅是床面对风况的简单响应，而且是沙丘形态与气流复杂相互作用的结果，由此引发了二次流研究。

（2）认识到气流-风沙运动-沙丘形态变化之间的相互作用及其反馈在沙丘地貌变化中的重要作用及其复杂性，这种复杂性导致以往通过沙丘气流场测量来解释沙丘地貌学问题的局限性，由此将以往的单纯测风转向 20 世纪 90 年代以来通过直接测量沙丘上的风沙运动来解释沙丘的消长问题。

（3）受 20 世纪 80～90 年代河流动力学研究的启发，认识到湍流在沙丘地貌中的重要作用，使传统的平均风速研究转向瞬时行为研究，而且高频测风技术的不断发展使风沙地貌学中的湍流研究更加活跃，提供了更多的创新研究机会。

（4）近 5 年来，在单个沙丘研究的基础上出现了多个沙丘组合研究方面的尝试。

2. 行星风沙地貌研究

沙漠在世界各大洲均有分布。但是，因其自然条件之严酷，科学家们很难进入到沙漠内部做全面深入的研究。20 世纪 70 年代以来航天技术的发展使通过遥感手段获取全球乃至外星（火星、金星及土卫六）沙漠的信息成为可能，激发了科学家在行星尺度上宏观地研究沙漠的兴趣。在美国地质调查局的组织下，利用陆地资源卫星所获得的遥感影像系统地研究了全球沙漠的分布与特征、风沙地貌类型的形态特征及其与风况的关系、沙丘的沉积学特征等，首次向人类全面展示了沙漠的面貌，有关研究成果集中反映在《世界沙海研究》（*A Study of Global Sand Sea*；Mckee，1979）一书中。

早在 20 世纪 50 年代中期，行星科学家就开始考虑在火星上存在沙漠及风沙活动的可能性，但是当时只是根据火星反射条痕进行推测，这种推测直至 70 年代以后才得到证实。1972～1973 年，“水手 9 号”宇宙飞船提供了火星上的风沙地貌图像，包括沙丘、雅丹、风蚀坑和风蚀槽谷等；同时表明，相当大的火星表面被风成堆积物所覆盖，类似地球上的黄土。1976～1981 年的“海盗”飞船使科学家更加深入地认识到火星上的风成现象，并可以根据风沙地貌来推测火星上的风向。根据宇宙飞船在金星上所获得的观测资料，金星上发生着超过沙粒起动临界的风速，同时也发现了双峰型沉积物的存在，据此推断在金星上也存在着风沙活动。1981 年旅行者宇宙飞船提供了土卫六（土星最大的卫星）的影像，根据土卫六大气环境和表面组成物质，科学家推测在土卫六上也有可能存在沙漠和风沙活动现象。

对火星、金星和土卫六上存在沙漠和风沙活动的推测促使美国航空航天局（NASA）组织科学家开始对外星环境风沙运动的实验研究，建立了用于模拟外星风沙环境的 MARSWIT 风洞，其研究成果集中反映在《作为地质过程的风》（*Wind As A Geological Process*；Greeley et al.，1985）。通过对外星风沙运动的模拟研究，人类对地球上的沙漠和风沙问题的认识更加深刻。

20 世纪 90 年代后期以来，随着探测技术的发展，对外星风沙地貌研究再度升温，高清晰度风沙地貌影像的获得使深入研究成为可能。目前美国“凤凰”号火星探测器正在试图采集表土样品，而且美国正在计划将航天员送上火星，所以行星风沙地貌研究将是未来风沙地貌研究的活跃领域。

3. 数值模拟研究

20 世纪 70 年代以来，计算机技术的发展引发了科学界的计量革命，风沙地貌学开始了数字模拟研究的尝试，而且发展很快，以致于有些地貌学家感觉到，目前沙漠科学方面对风沙地貌学基本问题的研究和基础资料的模拟实验和野外观测已远不能满足数学模拟研究的需要。

风沙地貌学研究中的数值模拟主要表现在：风沙颗粒的起动过程、风沙颗粒运动轨迹、风沙流与气流的相互作用、典型风沙地貌（如沙波纹、新月形沙丘、线形沙丘和金字塔型沙丘等）的形成与演变、风沙地貌形成过程中二次流的形成及其在风沙地貌中的作用、风沙危害的防治措施、区域风蚀量的估算等，但以沙波纹和新月形沙丘模拟最多。

关于沙丘的数值模拟主要是模拟沙丘不同部位的气流场特征。从事气象学和流体力学的学者提出了许多关于地形对气流影响作用的数学模型，其中最有代表性的是 Jackson 与 Hunt 于 1975 年提出的 JH 模型。风沙地貌学家试图将这些模型经过修改应用于沙丘动力学的模拟中来。Howard 等 1978 年提出了关于单个沙丘动力学的第一个综合模型。该模型对新月形沙丘中互相联系的不同部位的沉积物连续方程进行迭代，采用有限元差分法求解。模型所需的各种参数通过已有的理论和野外实地观测来确定。Werner 于 1995 年以全新的概念，提出了不仅可以用于模拟单个沙丘、而且可用于模拟整个沙漠中不同类型沙丘的数学模型。Werner 模型的前提条件是：沙丘形成条件是复杂系统，该系统内存在着强烈的非线形扩散过程，非线形扩散过程可以产生若干稳定态。沙丘形成过程的复杂系统中涌现出在较大时间和空间尺度上的自组织现象。Werner 模型比较简单，仅需输入几个变量就可以模拟新月形沙丘、横向沙脊以及线形沙丘和星状沙丘的形成与发育。近年来，有若干学者尝试用计算流体动力学方法来模拟沙丘的形成与演变过程。在我国，苗天德等（2001）也尝试用数学力学方法模拟沙丘的形成机理。关于沙丘起源的数学模拟研究目前尚处于起步阶段，仅根据沙丘形态的观测和推理，提出了一些概念模型，原因是多方面的，但最重要的是关于沙丘发育的基本理论尚未建立。

基于数学物理的模拟研究虽然还很不成熟，但数值模拟将使我们对风沙运动、沙丘形成与演变、沙漠的形成机理以及风沙危害的防治原理获得更深入的认识，以数值模拟为特色的数理沙漠学研究是沙漠科学未来研究的重要发展方向之一。

1.2 区域风沙地貌学的发展

1.2.1 区域风沙地貌学的特点

沙漠是地球陆地生态系统的重要类型之一，分布于世界不同区域的沙漠具有不同的特点，风沙地貌既有相似之处，又有所不同。为了深入研究个别沙漠的风沙地貌，

区域风沙地貌学应运而生，旨在综合研究一个地区风沙地貌形态、成因、演变、分布和组合特征及其与区域环境的关系。区域风沙地貌学既是风沙地貌学的组成部分，也是区域地理学的组成部分。虽然自美国 W. M. Davis 的侵蚀轮回学说问世以来，区域地貌研究得到迅速发展，但目前风沙地貌的研究成果主要集中在不同类型沙丘的单独研究方面，系统的区域风沙地貌研究工作很少，大多区域风沙地貌是在区域地貌研究中作为不太重要的部分加以论述。

区域风沙地貌有其突出的特点，是以往个别沙丘的单独研究无法替代的。首先，区域风沙地貌的突出特点表现在两个方面：一是不同区域的沙漠具有不同代表性的风沙地貌，如我国塔克拉玛干沙漠由于区域较大，所以沙丘类型比较齐全。巴丹吉林沙漠则以高大复合型反向沙山为其突出特征，腾格里沙漠则发育有很典型的格状沙丘。二是同一沙漠内部不同区域之间风沙地貌不同。以塔克拉玛干沙漠为例，沙丘类型无论是沿南北还是东西方向均有明显的差异。沙漠东部以高大复合型新月形沙丘和沙山为主，中部以高大复合型纵向沙山为主，而西部则以高度较低的复合型新月形沙丘、复合型纵向沙垄以及简单新月形沙丘和沙丘链及简单纵向沙垄为主。自塔里木河以南向沙漠腹地深入，依次出现新月形沙丘和沙丘链、穹状沙丘、高大复合型沙山等不同沙丘类型。其次，区域风沙地貌具有多样性和综合复杂性。风沙地貌类型受许多因素的共同影响，而这些影响因素在某一区域内的变化比较复杂，所以使风沙地貌呈现复杂多样性。塔克拉玛干沙漠被称为风沙地貌“博物馆”，包含了世界上的主要沙丘类型，即使面积比较小的库姆塔格沙漠，其沙丘类型也是多种多样的。第三，区域风沙地貌与人类活动的关系密切。沙丘移动通常给深入沙漠地区的公路及铁路和周围绿洲农田造成危害，所以有防治的必要。例如，沙丘移动是我国横穿塔克拉玛干沙漠腹地的公路和横穿腾格里沙漠东南缘的包兰铁路的主要风沙危害形式，为了保障公路和铁路正常运营，已采取了多种有效的防治措施。从另一方面来看，随着人类对沙漠地区资源的开发利用技术的进步，依据特殊的风沙地貌条件，沙漠可以成为为人类造福的资源。如在位于腾格里沙漠东南缘的宁夏沙坡头、内蒙古阿拉善右旗的巴丹吉林沙漠、内蒙古库布齐沙漠、甘肃敦煌的鸣沙山和雅丹地质公园，人们对风沙地貌条件的巧妙利用，开辟出许多旅游景点，旅游业发展前景广阔。

区域风沙地貌学是风沙地貌学不可缺少的部分。风沙地貌的形成演变与区域环境有密切的关系，通过不同区域的研究可以全面揭示风沙地貌的形成与演变规律，风沙地貌的野外观测研究必须在特定的沙漠中进行。目前，风沙地貌学中的许多重要理论是建立在区域风沙地貌研究的基础上。例如，风沙地貌的分类必须建立在对世界各地沙漠有较好研究的基础上，风沙地貌特征及其形成演变与环境的关系也要通过区域风沙地貌研究来充分地揭示。目前沙丘地貌的数值模拟研究比较活跃，但最大的问题是缺乏区域沙丘地貌研究结果的验证与支持。然而，相比之下，风沙地貌研究历来对区域地貌的研究重视不够，所以急需加强。鉴于学界目前尚没有提出区域风沙地貌研究的内容框架，我们根据前人的研究经验以及多年的研究实践，提出一个尝试性的研究

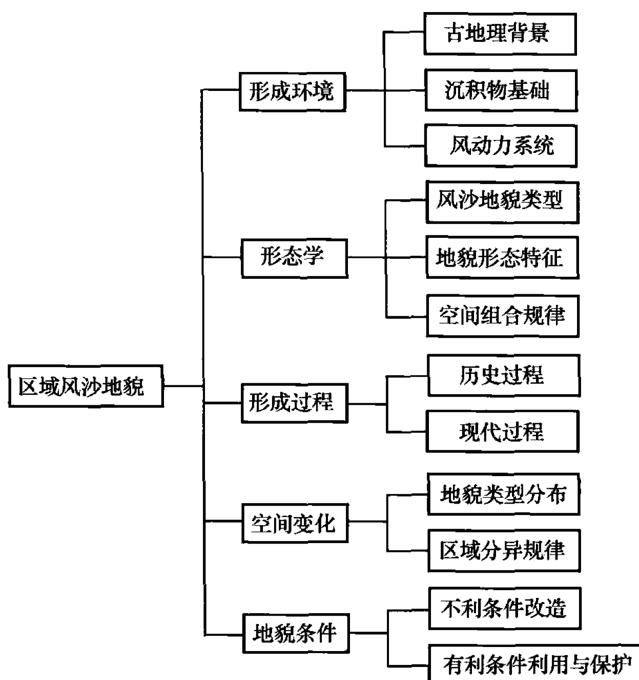


图 1-1　区域风沙地貌研究的内容框架

Fig. 1-1　Framework of regional aeolian geomorphology study

内容框架（图 1-1）。

由图 1-1 可以看出，区域风沙地貌研究的内容具有综合性，所以研究方法也具有综合性，涉及地质学、沉积学、年代学、气象学、风沙物理学以及综合自然地理学等若干理论与技术学科。区域风沙地貌研究的综合性表明，其研究不是某一个学科可以独立解决的，这是以往这一领域研究较为薄弱的主要原因。

1.2.2　区域风沙地貌学研究的案例

区域风沙地貌学的系统研究成果较少，这里主要依据国内外前人的研究成果，介绍几个研究工作比较系统和深入的案例，以期对未来的研究工作有所启发。

1. 世界沙海的研究

美国地质调查局于 1979 年出版的《世界沙海研究》（*A Study of Global Sand Seas*，1979）一书是目前区域风沙地貌研究的经典著作之一。该书主要是一部关于风成沙沉积学的专著，旨在识别沉积相和恢复古环境，但在将今论古的地质学原理指导下，对全球沙丘类型及其分布、沙丘发育机制、沙丘交错层理内部构造特征、沙丘形态与风况的关系等做了全面的研究。该著作对沙漠研究产生了深远的影响，其对风沙地貌学研究的主要贡献可以归纳为以下 4 个方面：

（1）提出了一个基于地面观测和遥感影像（包括卫星和航空影像）的沙丘分类系统，该分类系统既能把各种沙丘形态归并成类型，又能把这些类型与特定的沉积环境联系起来。该分类系统的特色是按沙体的形状或形态以及落沙坡的数量和方向来划分沙丘类型，将落沙坡视为指示沙丘形成动力过程的重要标志。提出了基本（简单）沙丘、复合沙丘和复杂沙丘的概念。对不同时期、不同地区以及不同作者曾使用过的沙丘类型的名称和术语做了全面的梳理，在统一沙丘类型术语的正确应用方面做出了重要贡献。

（2）提出了表征风况的“输沙势”概念及其计算方法，根据输沙势对风况的方向组合和相对强度进行分类。通过对全球若干典型地区沙丘类型与风况的分析，归纳了新月形沙丘、穹状沙丘、横向沙丘、线性沙丘和星状沙丘所对应的风能环境。

（3）利用当时的卫星影像研究了全球不同沙漠典型地区主要沙丘类型，如线性沙丘、新月形沙丘、星状沙丘、抛物线沙丘以及穹状沙丘等的形态学特征。研究表明，沙漠中的沙丘型式是有规律的。同一类型沙丘所形成的沙丘型式，尽管所在区域相距遥远，但仍然是相似的。由简单沙丘成长为复合或复杂沙丘，只是沙丘的尺度发生变化，型式保持一致。

（4）利用已有研究文献、地面风况资料及遥感影像对全球不同沙漠进行了区域风沙地貌研究，研究区域涉及全球八大地区 17 个国家。着重研究了各沙漠的沙丘类型、气候以及风况。

2. 中国西北塔克拉玛干沙漠的研究

中国学者于 20 世纪 50 年代末就开始了塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究工作，成果集中反映在 1981 年出版的《塔克拉玛干风沙地貌研究》一书中（朱震达等，1981）。该书是目前世界范围内内容最完整的区域风沙地貌研究著作。塔克拉玛干沙漠是位于亚洲中部的温带沙漠，为中国第一大沙漠、世界第二大流动沙漠，被喻为“风沙地貌的博物馆”。《塔克拉玛干风沙地貌研究》从第四纪古地理基本轮廓、风沙地貌的形成发育和形态特征、沙丘移动规律、风沙地貌区划以及防治风沙的若干地貌问题等方面进行了全面系统的研究，其突出贡献可归纳为以下 7 个方面：

（1）现在塔克拉玛干沙漠的规模是中更新世以后不断发展的结果。沙漠下伏地貌主要是干燥气候条件下河流的洪积冲积扇、干三角洲，部分地区则为河湖相平原。

（2）认为塔克拉玛干沙漠风沙地貌的形成发育是在干旱气候条件下风和沙质地表相互作用，并受地面形态、水分植被条件、沙源供应影响的产物。但是在沙漠边缘及绿洲中沙丘的形成是和人类经济活动有密切的关系。

（3）在全面分析沙丘类型与分布的基础上，将塔克拉玛干沙漠的流动沙丘归纳为 3 种基本类型：走向与起沙风方向垂直或成 60°～90°交角的沙丘；走向与合成起沙风向平行或成 30°以下交角的沙丘；多风向作用下的沙丘。

（4）引入沙丘起伏度和疏密度两个矢量指标定量分析风沙地貌形态，确定了不同

沙丘类型沙丘高度与宽度及长度的定量关系。

(5) 关于沙丘移动规律的研究仍然是截至目前最全面的研究。分别研究了横向沙丘和纵向沙丘的移动特征，建立了横向沙丘移动速度的沙丘高度的定量关系。特别是在风沙地貌学界最早指出，纵向沙丘既具有纵向移动又具有横向移动的特点。将沙丘移动形式分为前进式和摆动前进式两种，将前移速度分为慢速、中速和快速 3 种类型。根据沙丘移动的特点与沙丘类型及其形态的配置关系，建立了塔克拉玛干沙漠地面气流场及沙丘移动方向图，被后来的气象观测资料证实。

(6) 采用下伏地貌成因和沙丘形态两个指标，将塔克拉玛干沙漠划分为 9 个大区、21 个小区。

(7) 基于风沙地貌的研究成果，指出了不同地区的风沙危害问题。

3. 非洲西南纳米布沙漠的研究

纳米布沙漠位于非洲西南部纳米比亚的西海岸，与澳大利亚西部、非洲西北部、下加利福尼亚、智利-秘鲁沿海的沙漠并称世界五大西海岸沙漠。Lancaster (1989) 对纳米布沙漠风沙地貌的研究成果集中概括在 *The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes and Sediments* 专著中。对沙丘形态学、动力过程及其沉积物特征的深入研究是该著作的突出特色，关于南纳米布沙漠风沙地貌的研究主要包括以下 5 个方面：

(1) 将纳米布沙漠视为一个沉积动力学系统，该系统反映在沙丘形态、过程及沉积物之间的关系上。地表沉积物和沙丘外表形态包含沙漠沉积过程的信息，这些信息可以用于建立沙丘形态和沙漠演化模型。

(2) 在 McKee (1979) 的沙丘分类系统框架下，讨论了纳米布沙漠的新月形沙丘、线形沙丘和星状沙丘的形态学特征和形态测量学几何特征。对沙丘几何形态学的深入细致研究是纳米布沙漠风沙地貌研究的突出特色。

(3) 从风成沙的颜色、微形态、矿物、粒度、空间分布以及沙丘内部沉积构造等方面研究了沙丘沉积物特征。

(4) 从风况、沙丘表面气流场特征及其与沙丘形态的相互作用等方面研究了主要类型沙丘形成的动力学过程。

(5) 研究了沙丘类型形成的影响因素以及沙漠的形成与演变模式。

4. 阿拉伯半岛沙漠的研究

阿拉伯半岛是世界上沙漠最集中的分布区之一，其中鲁卜哈利沙漠是世界上最大的流动沙漠，但直至近年才有专门研究该地区沙漠的科学著作问世。H. S. Edgell (2006) 的著作 *Arabian Deserts: Nature, Origin, and Evolution* 从地貌学角度全面论述了阿拉伯半岛的沙漠、各沙漠风沙地貌是该著作论述的重点。论著中涉及风沙地貌的内容有：沙丘类型、沙丘沙的来源、沙丘形成机理、沙丘沙的沉积学特征。对风沙地貌的论述具有以下特点：

（1）在全面回顾已有沙丘分类系统的基础上，提出阿拉伯半岛沙丘别具一格的三级形态发生学分类系统。首先将沙丘分为6大类：横向沙丘、新月形沙丘、S型沙丘、线形沙丘、复杂新月形沙山、复杂沙山。然后再进一步细分，总共划分出近50种沙丘类型。一方面反映出阿拉伯沙漠沙丘类型复杂多样；另一方面反映出目前关于沙丘分类学的研究仍有待完善。

（2）以各沙漠为单元，详细讨论了沙丘沉积物的来源。

（3）根据前人的研究成果，阐述了各类沙丘的形成过程。

（4）从颗粒颜色、形态特征以及粒度组成和矿物组成等方面讨论了沙丘沉积物特征。

从以上区域风沙地貌研究的典型案例可以看出以下问题：

（1）各沙漠的研究各具特色，但系统完整性较差。就目前所发表的论著来看，中国沙漠工作者对塔克拉玛干沙漠和Lancaster关于纳米布沙漠的风沙地貌研究最为深入。但塔克拉玛干沙漠关于沙丘形成动力学过程的研究较弱，而纳米布沙漠关于区域风沙地貌的整体性与差异性方面的研究较弱。

（2）由于条件的限制，缺乏一些关键资料的获取。如形态、形成过程和组成物质特征是风沙地貌学研究的核心问题，但落实到具体区域较难。在多数沙漠腹地，获取沉积物样品尚有困难，所以沉积物特征的分析主要是依据周边或者沿考察线路的样品分析结果，代表性不够理想。风况资料是研究沙丘形成动力学的最关键资料，但许多沙漠腹地的风况资料尚无法获得，只能用邻近气象站的观测资料来推演。沙丘表面气流场特征及沙丘形态演变及其活动性的监测资料也很缺乏，腹地则更是没有。

1.3 库姆塔格沙漠风沙地貌研究

库姆塔格沙漠是我国西北极端干旱区的流动沙漠，位于塔里木盆地东端和河西走廊西端，面积约2.28万km^2，在我国沙漠和沙地中面积列居第七，在流动沙漠中面积位列第四（表1-1；朱震达等，1980）。由于其独特的地理位置和恶劣的自然条件，库姆塔格沙漠周边地区曾经是古今中外探险家的胜地，但沙漠腹地是科学研究工作最为薄弱的地区之一。

1.3.1 古代与近代探险活动

库姆塔格沙漠周边地区之所以能够成为古今中外探险家的胜地，是由于它处于河西走廊和古代西域的要道上和罗布泊洼地的南部。古代丝绸之路的南道从库姆塔格沙漠北部边缘通过，沙漠以东的汉长城遗址特别是著名的玉门关、阳关遗址，说明库姆塔格沙漠周边地区在历史上的重要性。所以，涉及库姆塔格沙漠周边地区环境的零散

表 1-1 中国主要沙漠和沙地的面积和位置

Table 1-1 Location and area of major sand seas and dune fields in China

类型	面积排序	名称	面积/万 km²	地理位置
流动沙漠	1	塔克拉玛干沙漠	33.7	新疆塔里木盆地
	2	巴丹吉林沙漠	4.43	内蒙古阿拉善高原西部
	3	腾格里沙漠	4.27	阿拉善高原东南部
	4	库姆塔格沙漠	2.28	新疆东南、甘肃西部
	5	库布齐沙漠	1.61	内蒙古鄂尔多斯高原北部
	6	乌兰布和沙漠	0.99	内蒙古阿拉善高原东北部
	7	柴达木盆地沙漠*	3.49	青海柴达木盆地
固定、半固定沙漠和沙地	1	古尔班通古特沙漠	4.88	新疆准噶尔盆地
	2	科尔沁沙地	4.23	东北平原西部西辽河下游
	3	毛乌素沙地	3.21	内蒙古鄂尔多斯高原东南部、陕西北部
	4	浑善达克沙地	2.14	内蒙古锡林郭勒盟南部、赤峰市西北部
	5	呼伦贝尔沙地	0.72	内蒙古东北呼伦贝尔高平原

* 柴达木盆地沙漠包括若干小沙漠和风蚀地。

记载可以追溯至较早的历史时期，在《山海经》、《史记》和《汉书》中都可以找到库姆塔格周边地区和罗布泊地区自然环境和人文方面的一些记载。传说中涉足该区域最早的历史人物是西周的穆王，之后相继有汉代张骞、班超和班勇父子、东晋的法显、唐代的玄奘等西行时都曾经过该区域。根据法显《佛国记》中的如下描述可以推断他曾经接近库姆塔格沙漠边缘："从敦煌沙河，行十七日，计可千五百里，至鄯善，……"，"沙河中有恶鬼热风，遇则皆死，无一全者，上无飞鸟，下无走兽，……"。

到了近代，当国外探险家接踵而至时，该区竟少有国人的身影。近代探险活动虽然有不可告人的动机，但包含科学考察的成分。先后到达该地区的著名探险者有俄国人普尔热瓦尔斯基、瑞典人 S. Hedin、英国人 A. Stein 等。特别值得一提的是，近代探险与现代科考的承先启后人物 Hedin 的工作，他曾描述了库姆塔格沙漠北部的线形沙丘和砾浪："库姆塔格在我们即将跨越的那部分，沙的分布表现出极端的不寻常与独特。沙在那里形成了一条像河床一样的通道，宽约 600～1 000m，这条通道在巨大的沙垄之间，指向北北东方向。"，"特别有趣的是那些穿过这个沙沟的横断沙丘。它们沿西北西-东南东方向分布，形成一些约 20cm 的小峰……。这些小峰之间的距离通常是 3～4m……。"

1.3.2 现代科学考察

库姆塔格沙漠及罗布泊地区的现代科学考察始于1930～1934年中瑞西北考察团的科考活动。考察团中有中国科学家陈宗器，他在所著的“罗布淖尔与罗布荒原”一文曾论述了库姆塔格沙漠北部的雅丹地貌（陈宗器，1936）。1959年中国科学院新疆综合考察队对罗布泊地区进行了考察，未曾涉及库姆塔格沙漠。1980～1981年中国科学院新疆分院组织了罗布泊科学考察，涉及罗布泊地区的地质、地貌、气候、水文、植被、土壤、环境变迁、古代文明以及开发等问题，其中地质和地貌部分的科考成果对认识库姆塔格沙漠提供了重要的科学资料。在地质方面，因为库姆塔格沙漠是广义罗布泊地区的组成部分，该次科考成果中关于罗布泊及其邻近地区的地质发展史、第四纪地层划分、新构造运动等的论述提供了关于库姆塔格沙漠古地理背景的重要线索。本次科考指出，库姆塔格沙漠的基座是第四纪早期的沉积，相当于该区西部的西域砾岩和东部的玉门砾岩，沙漠的现代风况在中更新世就已形成。库姆塔格沙漠在中更新世以后开始出现，在晚更新世以后才进一步发展扩大，形成现今的规模。特别是关于阿奇克谷地成因的论述中指出：①阿奇克谷地是由断裂控制的地堑谷地，并非河流侵蚀而成，更不是疏勒河的产物。②组成干谷的地层主要为静水湖泊沉积，而非河流相堆积，谷地两侧并无任何正常河流阶地。③阿奇克一带和库姆塔格沙山下伏晚第三纪和第四纪初大面积湖相地层的发育，反映地质时期这里的自然环境完全是另一番风貌。

在地貌方面，论述了包括三垄沙雅丹在内的罗布泊地区雅丹地貌的成因，特别认识到流水作用在塑造雅丹地貌过程中的重要作用。对库姆塔格沙漠的基本特征进行了初步论述，将沙漠沙的来源分为古代湖相沉积物、河流冲积物、洪积物和基岩分化的残积坡积物。将库姆塔格沙漠的沙丘归纳为5种主要类型：“羽毛状”沙垄、金字塔沙丘、半固定灌丛沙丘、新月形沙丘链以及复合型纵向沙垄。初步论述了“羽毛状”沙垄的成因，将其成因归结为3个方面，即单向风或两个相近方向风的作用、具有广大平坦的地面及丰富的沙物质来源。这些初步的认识尽管在某些方面存在缺陷，但为我们提供了最初的基本材料，对启发后续研究具有重要意义。

进入21世纪，现代科研装备与技术使关于库姆塔格沙漠风沙地貌的研究开始逐渐升温。屈建军等于2004年在国家自然科学基金项目的支持下，开展了“库姆塔格沙漠羽毛状沙丘形成机制”的研究，在沙漠北部架设了测风塔，在野外测量了“羽毛状”沙丘的形态特征和风沙运动，在风洞尝试模拟了“羽毛状”沙丘的形成机理，编制出版了《1∶50万库姆塔格沙漠图》（屈建军等，2004），填补了库姆塔格沙漠专题图的空白。屈建军等（2004，2005）特别注意到了新构造运动在库姆塔格沙漠形成与演变中的重要作用，提出了以下认识：

（1）库姆塔格沙漠地区是近代强烈活动的构造带，新构造运动造就了“南高北

低”的盆地格局。

（2）更新世晚期北侧的偏北风将哈密盆地南缘的第三、第四纪松软沉积物通过北山低山丘陵间低洼风道作用，在阿尔金山北坡地带形成堆积。

（3）受拉塔克断块山和近代向北西方向挤压滑移变动以及库姆塔格沙漠北缘断裂带左旋移位的影响，致使风蚀沙垄呈北东向展布。

（4）青藏高原强烈隆升及阿尔金山断裂系地质构造变位的盆地格局，是奠定本区成为沙漠区的主要内动力，而北部的偏北风是为沙漠源源不断输送物源的外营力。本区沙漠的帚状形态特征是上述地质、地貌、风和水多种因素复合作用的结果。

2004年以来，甘肃省治沙研究所承担了甘肃省重点科研项目“库姆塔格沙漠综合科学考察”，对库姆塔格沙漠开始全面考察，科考成果集中在2008年出版的《库姆塔格沙漠综合科学考察》（王继和等，2008）一书中。风沙地貌是该著作的重要章节，分别从地貌类型的分布及环境意义、风沙地貌区划以及影响风成地貌形成的因素等方面进行了比较详细和全面的论述。获得的主要认识是：库姆塔格沙漠具有独特的风成地貌，整个沙漠形似帚状，风成地貌形态复杂多样。风蚀地貌主要是雅丹，分布在沙漠边缘。沙垄为主要风积地貌类型，其中以复合沙垄分布面积最大。在沙漠的中北部分布“羽毛状”沙垄。沙漠的东南部有高大沙山，包括综合性沙垄、金字塔沙丘、格状沙丘。沙漠的南部和西南缘分布有多条南北走向的冲沟，沿冲沟两岸分布复合型和综合性沙垄。新月形沙丘分布在沙漠边缘。新月形沙丘链主要分布在沙漠的西北部和东南部。爬坡沙丘和反射沙丘等则分布在沙漠南部的低山上。风沙地貌形态受区域构造和下伏地貌的强烈影响。这是迄今关于库姆塔格沙漠风沙地貌较为详细的论述。

2006年，国家科技基础性工作专项“库姆塔格沙漠综合科学考察”（项目编号：2006FY110800）正式启动，该项目下设地质、地貌、土壤、气候、植被、动物、测绘和综合等9个专题组。该项目为风沙地貌的深入研究提供了机遇。在该项目的支持下，地貌组研究人员对库姆塔格沙漠的风沙地貌进行了全面的科学考察，并意识到库姆塔格沙漠风沙地貌方面有以下几个必须澄清的问题。

（1）库姆塔格沙漠风沙地貌是自何时开始发育的？这需要深入研究风沙地貌发育的古地理背景。

（2）库姆塔格沙漠位于青藏高原（阿尔金山）北麓，被认为是研究青藏高原隆升的理想场所，那么青藏高原隆升，或者新构造运动对沙漠风沙地貌起了什么样的作用？

（3）组成沙漠或风沙地貌的物质来源，是阿尔金山、罗布泊洼地、北山或疏勒河？

（4）本区有哪些类型的风沙地貌？其区域差异如何？

（5）风沙地貌的形成与演变如何？

（6）风沙地貌对周围环境有何影响？有无潜在的利用价值？

（7）近年来关于库姆塔格沙漠中“羽毛状”沙丘的争论愈来愈多，涉及何为“羽

毛状”沙丘及其形成机制问题。

为了回答上述科学问题，本书作者多次深入沙漠，寻找包含沙漠环境形成信息的天然剖面；将遥感影像与实地调查相结合，全面认识风沙地貌类型、形态与分布特征与规律；在沙漠不同区域进行大量的沉积物样品采集，以期辨识沙漠和风沙地貌的物质来源；在沙漠代表性区域布设测风塔，以掌握地面流场形势及不同风沙地貌发育的风况特征。

为解决上述风沙地貌的科学问题，采用的研究方法有：

(1) 路线考察，包括东西南北和横穿沙漠的考察。

(2) 遥感影像分析，包括早期20世纪70年代的航空像片、最近的卫星影像、典型区域的高分辨率卫星影像及低空照片分析。

(3) 沙丘形态学和风沙运动的野外测量，沉积物光谱特征测量。

(4) 实验室沉积物粒度组成和矿物组成分析、断代分析等。

(5) 沙丘空间格局、分布规律与面积的室内量算与统计。

本书在前人工作基础上，对我们近年来的研究工作进行了全面总结，其目的有：

(1) 为全面深入认识库姆塔格沙漠自然环境特征提供风沙地貌学方面的最新研究成果。

(2) 作为区域风沙地貌学论著，尽量包含区域地貌学各方面的研究内容，为区域风沙地貌学的学科建设提供一些有益的探索。

(3) 对有争论的风沙地貌学问题（如“羽毛状”沙丘）进行详细的实证研究，为学界提供更清晰的科学认识。

(4) 对该沙漠特有的风沙地貌问题进行深入的讨论，丰富风沙地貌学的研究内容。

(5) 力求通过库姆塔格沙漠风沙地貌研究，总结出风沙地貌学的普遍规律与基本原理。

(6) 为周边地区环境治理及沙漠地貌条件的利用提供基于科学认识的建议。

1.4 本书的指导思想与结构

本书是一部区域风沙地貌著作，所以需要从区域性和综合性两个方面全面展示库姆塔格沙漠风沙地貌。区域性重在揭示库姆塔格各类沙漠风沙地貌的形态、空间格局、形成演变过程、形成环境的特点以及地域分异。综合性重在揭示各类风沙地貌的发生学联系及其与区域环境各要素的关系，既要揭示风沙地貌本身的自然属性，也要考虑库姆塔格沙漠及其周边地区的生态环境和社会经济，研究风沙地貌与人类活动的关系，力图使风沙地貌的研究成果对于制定大敦煌生态与经济发展规划、充分合理开发利用自然资源、解决该区生态环境与社会经济发展等问题有重要意义。本书的写作和组织遵循以下思路。

（1）将风沙地貌学的一般原理与库姆塔格沙漠风沙地貌的特殊性相结合。应用已有风沙地貌学理论阐释库姆塔格沙漠风沙地貌特征，通过库姆塔格沙漠独特风沙地貌的特征及其发育环境的研究，进一步发展和完善风沙地貌学的理论。所以，对每一个问题的阐述，注重与国内外研究成果的衔接，将库姆塔格沙漠的风沙地貌研究置于国际风沙地貌研究的适当位置。100多年来，风沙地貌学已从纯粹的描述发展到当今可以基于原理进行数值模拟，所以已有较多的知识和理论积累。例如，现已普遍认识到风、沉积物与床面障碍物和起伏是控制风沙地貌的三大因素。所以在探讨库姆塔格沙漠的风沙特征及其形成时需要重点围绕这三个方面开展工作。但在不同的沙漠，这三大因素的作用形式和强度不同，即使在同一沙漠的不同区域也不同，从而形成多种风沙地貌。所以，在库姆塔格沙漠中各种地貌形成因素如何影响风沙地貌的形成需要针对库姆塔格沙漠的特殊地理环境来具体分析。再如，通过对世界各地不同沙漠的研究，关于沙丘类型及其形成过程已有比较深入的认识，但仍未能穷尽所有沙丘类型，即便对目前研究相当深入和比较成熟的新月形沙丘也有很多种变型，所以以往的研究不可能涵盖所有类型的沙丘。特别是，随着研究区域的扩展，新的沙丘及其他风沙地貌类型不断被发现。例如，近年来的研究确认，在库姆塔格沙漠北部有其他沙漠中未被报道的耙状线性沙丘、沙砾碛等独特风沙地貌类型，以及由线性沙丘和丘间宽阔走廊中表层沉积物反照率对比形成的羽毛状斑图（即以往所谓的“羽毛状沙丘”）。对这些特有风沙地貌类型的研究是本书的重点内容之一。

（2）将传统研究方法与现代研究技术相结合。随着现代科学技术的发展，现代风沙地貌学的研究技术有了很大的进步，以至于使许多风沙地貌研究者忽视了传统研究方法的应用，使作为沙漠科学重要组成部分的风沙地貌学研究趋于淡化。传统研究方法包括野外调查与测量、沙丘形态变化与风沙运动监测、长期风况观测、沙漠沉积物取样与分析等。所以，我们在库姆塔格沙漠风沙地貌研究中，特别注重深入沙漠的实地考察。于2005年10月以来，先后7次深入库姆塔格沙漠腹地开展野外调查与测量工作、测量风沙地貌的形态特征、在沙漠腹地不同区域架设测风塔，以全面获得风沙地貌研究中所必须的风况信息。沿东西和南北断面采集地表沉积物样品，进行粒度组成、矿物组成以及颗粒形态分析，以期阐明沉积物特征的地域差异，揭示沉积物的来源。但是，像其他野外科学考察一样，对库姆塔格沙漠的野外调查不可能涉及所有地方，特别是受沙漠自然条件的限制，有些区域仍然无法到达。所以，我们将遥感和现代图像处理技术作为必要补充。这一现代技术在大量的沙丘形态参数测量、风沙地貌类型与分布辨识以及风沙地貌图的编制等方面发挥了重要作用。我们在整个区域TM影像基础上，还收集了部分区域20世纪70年代的航空像片，充分利用了Google Earth提供的个别区域的高分辨率影像，购买了典型区域的0.6 m分辨率的Quick Bird影像。遥感技术的应用使我们对整个沙漠风沙地貌的宏观特征获得了更加全面

的认识。通过对库姆塔格沙漠风沙地貌研究，我们认识到，在现代风沙地貌研究中，在现代研究技术日新月异的情况下，也必须重视传统研究方法。两者有机结合可以提高研究的速度和精度，有利于做出创新成果。

（3）突出区域风沙地貌学研究的区域综合性特色。认识库姆塔格风沙地貌、服务区域开发是本书的目标。鉴于目前关于库姆塔格沙漠研究的成果较少，本书还旨在通过风沙地貌的研究揭示库姆塔格沙漠的自然地理环境特征。所以，本书实际上是围绕风沙地貌，对相关的自然地理环境特征也做了较详细的论述。譬如，为了阐述风沙地貌发育的地质背景，对地质概况做了比较详细介绍；为了阐述风沙地貌发育的风况环境，对大气环流和地面风场做了详细分析，对认识该区的气候环境提供了重要信息；在地貌遗产与旅游开发的论述中，结合大敦煌地区旅游业的发展进行了深入思考，并提出若干建议，实际上是大敦煌资源开发的重要内容。所以，本书以风沙地貌为主线，提供了库姆塔格沙漠及其周边地区自然地理环境的重要信息。

参 考 文 献

陈宗器．1936．罗布淖尔与罗布荒原．地理学报，3（1）：19－49.

苗天德，武生智，慕青松．2001．风成沙波发育过程的计算机模拟．自然科学进展，11（2）：199－202.

屈建军，郑本兴，俞祁浩．2004．罗布泊东阿奇克谷地雅丹地貌与库姆塔格沙漠形成的关系．中国沙漠，24：294－300.

屈建军，钟德才．2004．1∶50万库姆塔格沙漠图．北京：中国地图出版社．

屈建军，左国朝，张克存．2005．库姆塔格沙漠形成演化与区域新构造运动关系研究．干旱区地理，28：424－428.

王继和等．2008．库姆塔格综合科学考察．兰州：甘肃科学技术出版社．

杨景春，李有利．2001．地貌学原理．北京：北京大学出版社．

朱震达，陈治平，吴正等．1981．塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究．北京：科学出版社．

朱震达，刘恕，吴正等．1980．中国沙漠概论．北京：科学出版社．

Bagnold R A. 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. London: Methuen.

Edgell H S. 2006. Arabian Deserts. The Netherlands: Springer.

Goudie A S, Livingstone I, Stokes S. 1999. Aeolian Environments, Sediments and Landforms. Chichester: John Wiley & Sons, 1－14.

Greeley R, Iversen J D. 1985. Wind As A Geological Process on Earth, Mars, Venus, and Titan. Cambridge: Cambridge University Press.

Lancaster N. 1989. The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes and Sediments. Rotterdam: Balkema.

Lancaster N. 1995. Geomorphology of Desert Dunes. London: Routledge.

Livingstone Warren. 1996. Aeolian Geomorphology. Singappore: Longman.

Mckee E D. 1979. A Study of Global Sand Seas. United States Geological Survey, Professional Paper 1052.

McTainsh G H, Lynch A W, Hales R. 1997. Particle-size analysis of aeolian dust, soils and sediments in very small quantities using a Coulter Multisizer. Earth Surface Processes and Landforms Technical and Software Bulletin, 22: 1207－1216.

Pye K, Tsoar H. 1990. Aeolian Sand and Sand Deposits. London: Unwin Hyman.

Pye K. 1987. Aeolian Sand and Sand Deposits. London: Academic Press.

Shao Y. 2000. Physics and Modeling of Wind Erosion. Dordrecht, Holland: Kluwer Academic Publishers.

Spaan W P, Van den Abeele G D. 1991. Wind-borne particle measurements with acoustic sensors. Soil Technology, 4, 51—63.

Stockton P H, Gillette D A. 1990. Field measurement of the sheltering effect of vegetation on erodible land surfaces. Land Degradation & Rehabilitation, 2, 77—85.

第 2 章　古地理背景

从地质构造和地层学两个方面阐述了库姆塔格沙漠风沙地貌形成与发育的古地理背景。由于沙漠内部的研究工作比较少，关于古地理背景的阐述主要是基于前人在沙漠周边，特别是罗布泊地区的研究成果，结合我们近年来深入沙漠腹地考察获得的认识。库姆塔格沙漠的基底是塔里木地台的东延部分，它是随着塔里木盆地的形成演化和阿尔金山断裂带的隆升而形成的，经历了复杂的演化过程。库姆塔格沙漠的形成，与地处青藏高原北缘、深居亚洲内陆、远离海洋的地理位置有关，是随青藏高原不断隆升的新构造运动和冰期气候波动耦合作用的结果。沙漠至少形成于晚第三纪的晚中新世—上新世，并经历了晚第三纪和第四纪两大演化阶段。

风沙地貌是中国西北内陆干旱地区重要的荒漠地貌类型之一，一般认为，其形成发育要具备丰富沙源、风动力等不可缺少的条件。动力条件与大气环流有关，而物源则是地质历史时期长期堆积的结果，物源的分布、丰富程度和堆积特征受宏观地貌格局的控制。因此，要了解本区风沙地貌的发育及其演化，有必要对该沙漠所处地区的古地理背景和地貌格局的形成作一阐述。

2.1　地质构造基础

2.1.1　沙漠基底形成与塔里木盆地演化的关系

大地构造上，库姆塔格沙漠及其以西的塔克拉玛干沙漠，是夹持于中国天山山脉纬向构造带和昆仑山、阿尔金山山脉纬向构造带之间，以近东西向的挤压构造线为基本特征，由多个构造单元组成。沙漠的北面为天山构造带东部延伸的库鲁克塔格、北山褶皱隆起带，南面为昆仑山、阿尔金山断块构造隆起带，两者之间则是处于相对沉降地带的塔里木地台以及次一级构造单元的低缓坳陷和轻微隆起，各构造单元之间均以深大断裂为界。研究(王树基，1987a)表明，库姆塔格沙漠的基底是塔里木地台的东延部分。因此，它的形成演化历史必然与塔里木盆地的形成演化有着成因上的联系，其第四纪古地理轮廓是在以前老构造基础上经新构造运动所形成和发展起来的，盆地和周围山地的地貌发育深受周围大断裂带的围陷和新构造运动的控制。

塔里木盆地的形成与演化相当复杂。在地质构造上，塔里木盆地是介于天山和昆

仑山两大褶皱带之间的前震旦纪稳定台块（黄汲清等，1980），台块周围被深大断裂围限，形似一个不规则的菱形地区。发生于元古代的塔里木运动，使盆地基底由原来的地槽型演变成地台型，并区别于盆地南、北两侧的地槽型构造基底。经过晚古生代二叠纪的海西运动进一步奠定了塔里木地区的主要构造格局（图 2-1），即由中央隆起、东北凹陷和西南凹陷三大构造单元以及次一级的构造单元与断裂（穆桂金，1994）所组成。到古生代末，原来的地槽基本上全部隆起成为陆地，形成天山、昆仑山等山地的雏形，同时这些山地地区的基底断裂活动也很活跃，并使若干基底坚硬的地区如库鲁克塔格、柯坪山地、阿尔金山、北山等都发生块状断裂（袁方策等，1994）。在整个中生代时期，塔里木地台区以拉张应力为主，构造活动强烈并使盆地基底形成了北西向与北东向两组 X 型断裂，导致基底被分割成许多大小不等的菱形构造块体（国家地震局广州地震大队，1977）。中生代的三叠纪时期，构造运动处于和缓状态，先前隆起的山地处于剥蚀状态，并形成红色风化壳，仅在局部地区发生沉降，如天山南、北麓的山前凹陷以及昆仑山北麓和山间盆地，堆积了数百米厚的磨拉石建造（袁方策等，1994）。自三叠纪末期，天山、昆仑山等处于上升剥蚀状态，遭受剥蚀的大量碎屑物质在山前凹陷区堆积形成了侏罗系地层，以粗砂岩和砾岩为主，并含泥岩、泥灰岩和煤层，而在盆地内主要堆积了河湖相的含煤系地层。晚侏罗纪和白垩纪时发生的燕山运动，对塔里木盆地的形成起着重要的影响。

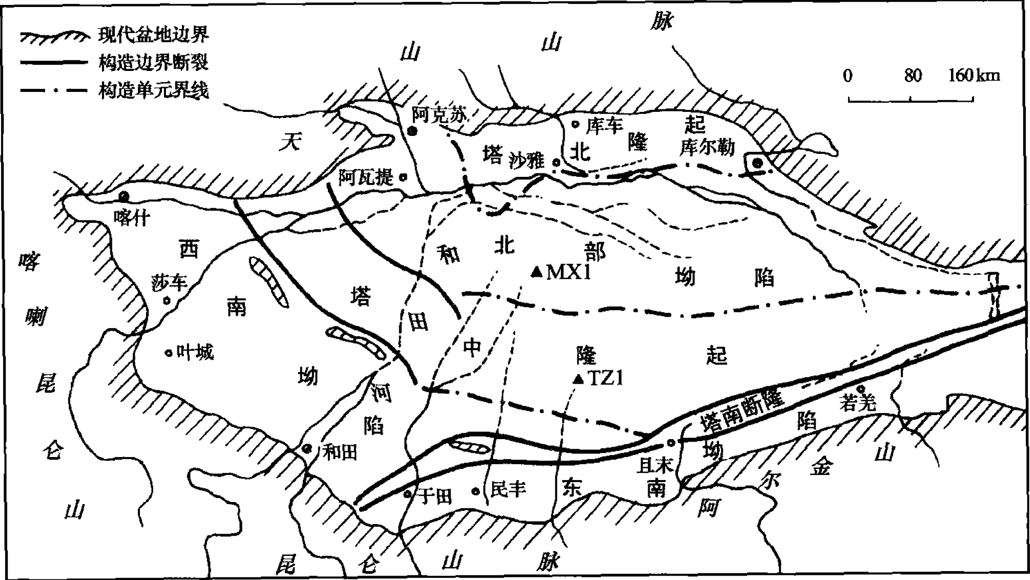


图 2-1 塔里木盆地地质构造单元（据穆桂金，1994）

Fig. 2-1 Geological structure of the Tarim Basin (Mu, 1994)

从中生代一直到早第三纪时期，塔里木地台区构造运动主要表现为差异性垂直升降运动和断裂活动，但盆地与外围地区地形差异不大，沉降中心主要集中在地台边缘

的西南凹陷、库车凹陷等几个独立的小盆地（穆桂金，1994；董光荣，1997），地台边缘的这些凹陷带直到新生代早期仍经历着强烈的凹陷，为接受堆积的沉积区（朱震达等，1981；王树基，1987a）。如塔里木地台北部的库车边缘凹陷中，中新生代沉积物厚度达9 000 m；塔里木地台西南部的莎车台凹中直到早第三纪时仍具有海相地层，为古地中海特提斯残余沉积，而这两个凹陷之间为一向东延伸到罗布泊地区的中央隆起，则呈现出微微隆起的低山丘陵剥蚀区。但在塔里木地台东北部的库车山前凹陷已发生褶皱回返，并隆起成为塔里木地台东北边缘的库鲁克塔格隆起带，与地台主体发生了构造分野，形成断块隆起山地，构成塔里木盆地东北部的长期剥蚀区；而塔里木地台的东南凹陷带，经褶皱隆起形成了阿尔金山断块，广泛出露有震旦纪变质杂岩，并具有古生界正常沉积盖层，个别地段还分布有少量的火山岩（王树基，1987a）。

进入新生代的晚第三纪末和第四纪初，不仅是中国青藏高原及西北地区新构造运动最活跃的时期，而且是中国西北地区大地貌格局奠定的关键时期（中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，1981）。这一时期，塔里木盆地的演化和沉积环境均发生了显著变化。随着盆地南北两侧的库鲁克塔格、喀什昆仑、昆仑山-阿尔金山断块的急剧抬升形成高大山体，古地中海特提斯从塔里木盆地完全退出，原来中新生代接受沉积的边缘拗陷带已变成了隆起的构造剥蚀区，塔里木地台整体相对下沉。但由于晚第三纪时青藏高原以及盆地南北两侧的昆仑山、天山隆起高度有限（根据是前缘凹陷中沉积物颗粒都很细小），塔里木盆地仅呈现出浅缓的盆地雏形。据盆地地层分析，盆地基底大致可分为 3 组：太古宙、元古宙的变质岩地层，震旦纪、古生代以海相为主的地层，中生代以陆相碎屑为主的地层(王跃等，1992)。其中，以晚第三纪以来的陆相碎屑沉积分布最为广泛，说明从晚第三纪开始塔里木便以一个完整盆地的形态出现。此后，从晚第三纪的上新世晚期开始，经历了喜马拉雅造山运动，盆地周围山地都急剧抬升，盆地形态更加明显，并形成了今日之塔里木盆地。

随着塔里木盆地的形成演化，作为一级构造单元的塔里木地台东延部分的罗布泊洼地及其库姆塔格沙漠地区，又被肢解为罗布泊断阶、哈拉诺尔台坳和北山断块 3 个二级构造单元（王树基，1987b）。中新生代以来构造活跃和断裂发育，洼地本身也有北东、北西以及近东西向断裂，这些断裂将周围山前地带分割成高度不大的许多阶梯式地垒断块（中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，1981）。其中，哈拉诺尔台坳系中新生代的凹陷地区，是处于北山褶皱带和阿尔金山断块之间的一个小型断陷凹地，也是展布于阿尔金山北麓的一个构造梯级，并形成倾斜石质平原，除边缘及局部地方有元古界变质岩系前寒武至奥陶系的硅质灰岩以及很少的侏罗纪和第三纪地层出露外，地表绝大部分被第四纪松散沉积物所覆盖，下伏地形微向西倾斜，属残丘起伏的极干燥剥蚀高地，库姆塔格沙漠就覆盖在这个台坳之上，即发育于阿尔金山北麓的构造梯级之上。

由于罗布泊洼地存在北东、北西及近东西向断裂，受断裂的制约在以罗布泊洼地

为中心向东又延伸出南、北两个支岔，北面一个支岔延伸到库鲁克塔格的哈拉塔格垭口，走向北东（NE），称为“雅尔丹堑谷”（也称“风蚀堑谷”）；南面一个支岔延伸在阿尔金山与北山之间，走向近乎东西（EW），称为“阿奇克堑谷地”（B. M. 西尼村，1955；图 2-2）。阿奇克堑谷地北侧以因克卡拉塔格大断裂与北山毗邻，断裂带呈北东向展布，区内长百余公里，宽数百米至 2 km，断裂带上古生界石炭系、二叠系与晚第三系地层直接接触，断层面向南倾斜，为陡倾斜的正断层（图 2-3），现代地貌上都表现为断崖，表明该断层是一条晚第三纪以来仍在活动的断裂构造。谷地南侧的断裂是苏鲁森塔格大断裂的西延部分，在本区是发育在晚第三纪以来的地层中，断裂在地貌上表现为呈北东向延伸、长达百余公里的笔直陡坎，使阿奇克堑谷地与发育于哈拉诺尔台坳之上的库姆塔格沙漠前缘呈 50～100m 的阶坎。这个阶坎也正是库姆塔格沙漠的北部边界。依据罗布泊洼地中广泛分布有早更新统的湖相沉积覆盖在上新统淡黄色岩系之上，且两者共同被分割成雅尔丹地形的特征，认为罗布泊洼地中的块状断裂活动主要发生于晚第三纪和第四纪初（王树基，1987b；中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，1981）。王珥力等（2001）在研究罗布泊成因时，认为北北东断裂系形成于中更新世晚期到晚更新世时期。

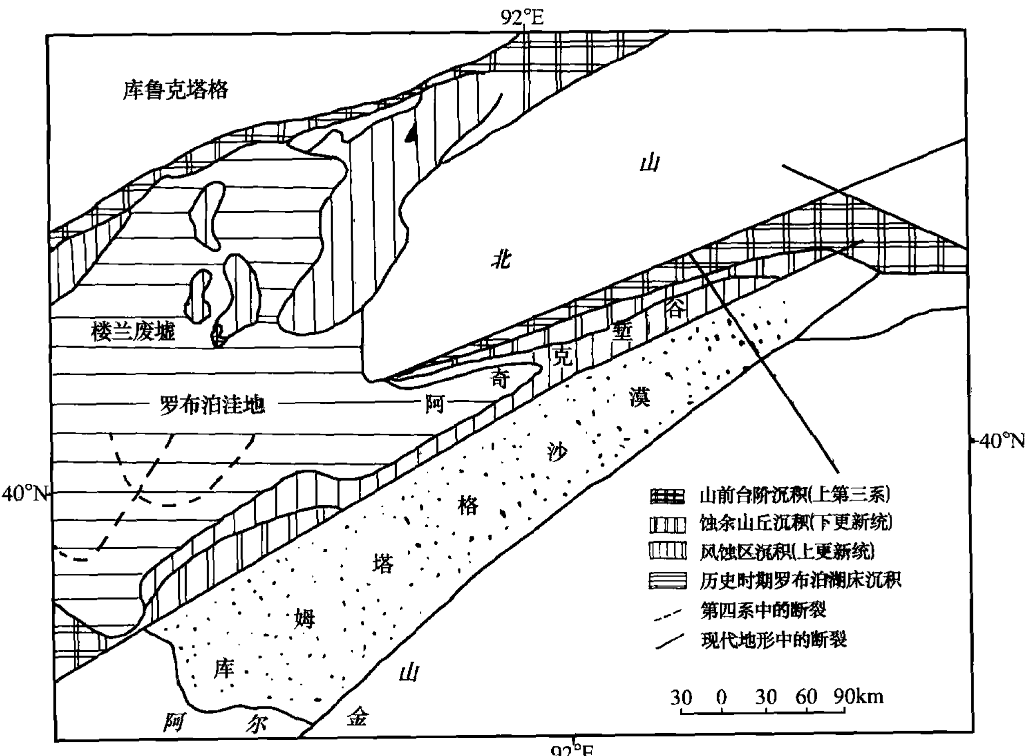


图 2-2 罗布泊洼地的新生代沉积及主要构造线（据西尼村，1955）

Fig. 2-2 Cenozoic sediments and main structural lines in Lup Nur region

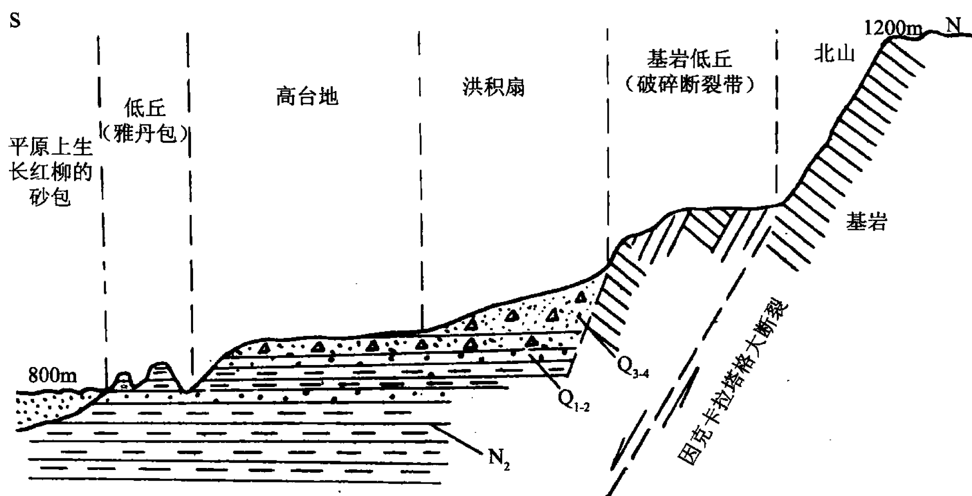


图 2-3 阿奇克堑谷地北侧（红八井一带）地质剖面示意图（据王树基，1987b）

Fig. 2-3 Sketch map of the geological profile in the north of Aqik Valley (Hongbajing, Wang, 1987b)

2.1.2 沙漠基底形成与阿尔金断块隆升的关系

库姆塔格沙漠基底的形成除与塔里木盆地演化有关外，也与阿尔金山断块隆起有着不可分割的联系。其基底构造是隶属于“阿尔金构造系①”（也有学者称“阿尔金构造带”）的重要组成部分（即安西-敦煌盆地）。已有的研究（国家地震局《阿尔金活动断裂带》课题组，1992）表明，卷入阿尔金构造系的地质体主要有阿尔金山隆起、三危山隆起、塔东南凹陷、安西一敦煌凹陷、索尔库里凹陷等（图 2-4），并存在 7 条重要的断裂带：塞里克沙依断裂带、车尔臣河断裂带、三危山断裂带、江朵勒沙依断裂带、阿尔金山北缘断裂带（又名“红柳沟断裂带”）、阿尔金断裂断和北山地块南缘断裂带。

在这一系列的构造系中，其中车尔臣河断裂带②、阿尔金北缘断裂带⑤和北山地块南缘断裂带⑦对库姆塔格沙漠基底的形成及其现今的构造地貌格局起着重要的控制作用。

车尔臣河断裂带，从和田向东经且末、若羌、罗布泊，而后直插北山地块，总体走向 NEE，中生代时控制着塔东南坳陷的形成，新生代时坳陷继续活动，控制着安西-敦煌坳陷的形成，并兼有左旋运动的成分(虢顺民等，1998)；三危山-多坝沟断裂

① “构造系”是指那些具有走向相同、活动性质类似、具有成因联系的一组单体构造组成的构造域。阿尔金构造系位于青藏高原的西北缘，西端插入西昆仑山，东端伸入北山地块，NEE 向延伸，东西全长1 600 km，南北宽200 km左右，南部山区海拔一般在3 500 m，最高达5 000 m以上（阿尔金山脉主峰金雁山），北部进入塔里木盆地，海拔急剧下降至 800 m 左右。它是新生代中亚大陆内的一条重要构造带。

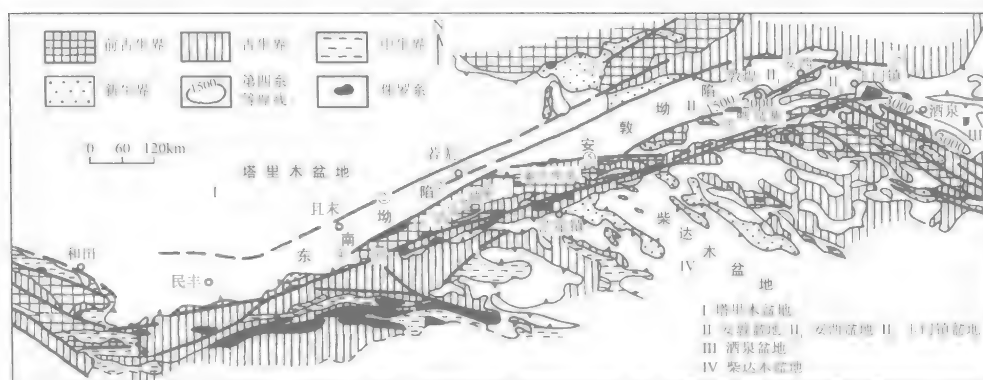


图 2-4 阿尔金构造体系结构示意图（据虢顺民等，1998）

Fig. 2-4 Sketch map of the Altyn geological structure system (Guo et al., 1998)

① 塞里克沙依断裂带；② 车尔臣河断裂带（又名且末河断裂带）；③ 三危山断裂带（又名三危山-多坝沟断裂带）；④ 江朵勒沙依断裂带；⑤ 阿尔金山北缘断裂带（又名红柳沟断裂带）；⑥ 阿尔金断裂断；⑦北山地块南缘断裂带

带发育于长城系和华力西期花岗岩体中，主断层面南倾，控制并切割中、新生代安西-敦煌盆地，使现代一级河流水系（党河和昌马河）发生左旋位错；而阿尔金山北缘断裂带自红柳沟向东延伸到拉配泉附近，长约 210 km，宽 3～8 km，由数条分支断层组成。沿断裂带有超基性、酸性岩浆侵入。该断裂新生代强烈活动，使山前地带形成新生代凹陷。在这 3 条主要断裂的控制下，于新生代时发育了安西-敦煌盆地，库姆塔格沙漠就位于安西-敦煌盆地的西端。根据区域地质资料，沙漠之下广泛分布第三系河湖相泥岩、粉沙岩、砂砾岩（郭召杰等，1998；夏训诚，1987），并在拉塔克山可见第三系不整合于下元古界之上。据此，说明库姆塔格沙漠的基底地形是新生代以来发育的一个左旋走滑断陷盆地。

2.1.3 沙漠基底形成时代的推断

库姆塔格沙漠既然处于安敦盆地的西部，那么安敦盆地究竟是新生代的哪个时段形成呢？到目前为止，缺乏来自库姆塔格沙漠地区新生代以来的地质钻孔资料，也没有安敦盆地开始发育的时间以及沙漠下伏地层时代的绝对年龄数据和资料。因此，我们只能依据盆地边界的断裂活动时间和阿尔金山抬升的时间予以推断。

根据前人的研究结果，阿尔金山地区在古生代寒武纪至石炭纪时仍处于地槽阶段，经二叠纪后期的海西运动地槽褶皱封闭，形成以线状紧闭型为主的褶皱带，开始进入地台演化阶段，并与较早形成的塔里木地台连成一片（国家地震局广州地震大队，1977），成为塔里木地台向东延伸的一个二级构造单元。三叠纪时，该区未见沉积，说明仍处于剥蚀状态。从侏罗纪开始，由原先剥蚀的高地状态转变为接受沉积的

状态。白垩纪末的燕山运动，阿尔金山构造带又遭受强烈构造运动整体隆升，再度成为剥蚀区，形成与第三系的不整合接触（黄立功等，2004）。进入第三纪的始新世—渐新世时，印度板块与欧亚板块发生碰撞（国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组，1988），这是新生代以来的重要构造事件。由于印度板块由南向北的推挤，使青藏块体也随着向北推挤，但受到塔里木刚性块体的阻挡，在交接地带转变为东西向的侧向运动，使阿尔金山构造带发生大规模的左旋位错，位错的时间开始于渐新世，约在绝对年龄为40Ma前后的中新世活动最为强烈（虢顺民等，1998）。在中新世晚期或上新世早期，特别是上新世晚期（绝对年龄为5～10Ma），左旋走滑作用使阿尔金山构造带内部形成一系列的拉分盆地（pull-apart basin）（郭召杰等，1998；张岳桥等，2001），左旋走滑作用的发生时间主要是在上新世晚期的5.2Ma，并从上新世开始受NNW-SSE不对称力偶的作用，统一的塔里木地块解体，使敦煌地块“逃逸”塔里木地块，形成独立的敦煌盆地（黄立功等，2004；郭召杰等，1998）。对索尔库里盆地的演化研究结果也表明，盆地是阿尔金山主干断裂于上新世时左旋走滑所形成的拉分盆地，阿尔金山抬升始于上新世（郭召杰等，1998）。但晚第三纪时，阿尔金构造带隆起高度相对较小，急剧隆升到现今的高度主要发生在第四纪时期（黄立功等，2004）。在阿尔金山西南端北麓与中昆仑山结合地带，花岗岩中磷灰石的裂变径迹年龄数据记录了青藏高原北缘或昆仑山在上新世晚期（4.2～3.9Ma）构造抬升事件，同时还记录了早更新世早期至中更新世中期（1.66～0.31Ma）也发生过一次重要的构造抬升（柏道远等，2003）。陈正乐等（2001）根据阿尔金山中段片麻岩和花岗岩中磷灰石的裂变径迹年龄，结合阿尔金山西北缘江尕勒沙依地区（位于且末一带）侏罗纪地层和第四纪地层中碳氧同位数组成的研究结果，认为阿尔金左旋走滑引起山脉隆升的时间始于渐新世早期（36Ma），并从渐新世早期持续到中新世（35.6～13.6Ma），中新世早期隆升幅度大约为1 400m，远远小于现今青藏高原北缘的高程差（3 500～4 000m），中新世以后才强烈隆升。这与Rumelhart等（1997）的研究结果一致。

近年来，左旋走滑作用导致阿尔金山隆升和拉分盆地形成的研究已成为地质学、大地构造学、地质地震学的热点问题。王瑜等（2002）对阿尔金山东北段阿克塞—当金山口一带的裂变径迹测年，并结合渐新世末和中新世早期形成的红层沉积及河流相沉积分布于现今阿尔金山海拔为2 700m、6 000m高度的证据，表明阿尔金山构造带在新生代经历了早期（43.6～24.3Ma）、中期（19.6～13.6Ma）、晚期（9～7Ma）3次构造抬升，抬升速率有从早到晚加快的趋势，阿尔金山达到现今高度可能是渐新世末—中新世早期（19.6～13.6Ma）以来才发生的，而左旋走滑作用和山体快速抬升发生于9～7Ma。刘永江等（2007）、陈正乐等（2002）、万景林等（2001）、宋春晖等（2001）的研究结果也揭示了在8Ma左右（注：磷灰石或锆石的裂变径迹测年误差范围在2Ma之内），青藏高原北缘的阿尔金山断裂带（主要是当金山口一带）出现过快速抬升现象。肖常序等（2000）研究认为，阿尔金山断裂左旋走滑主要是上新

世到晚更新世的事件；但崔军文等（1999）的研究结果表明，上新世—更新世前，阿尔金山断裂存在向塔里木盆地逆冲推覆构造，结晶基底普遍逆冲推覆于上新世—更新世沉积之上。说明这次构造事件是在上新世末—更新世初发生的。

据赵彦德等（2005）、马文忠等（2006）对阿尔金山北麓米兰河口一带晚新生代地层沉积物的岩性、沉积构造、地层接触关系（存在3个明显的不整合接触）、沉积物磁组构特征的分析研究后认为，阿尔金山地区晚新生代以来至少经历了晚中新世、晚上新世、中更新世3次重大的构造活动阶段，后两次构造活动幅度较前一次强烈，推测阿尔金山断裂构造带左旋走滑可能形成于晚上新世之后。遗憾的是，未见有绝对年龄数据报道。但从上述这些资料不难看出，库姆塔格沙漠所处的安西-敦煌拗陷盆地主要形成于晚第三纪的上新世晚期。

综上所述，对库姆塔格沙漠地区地质构造基础得出以下几点认识：

（1）库姆塔格沙漠的基底既是塔里木地台的东延部分，隶属于塔里木地台二级构造单元的哈拉诺尔台拗，也是阿尔金山构造系中安西-敦煌断陷盆地的西延部分。基底的形成随塔里木盆地的形成演化和阿尔金山断裂带的隆升而经历了复杂的演化过程。

（2）20世纪80年代以前，主要依据岩石地层学、古生物地层学和沉积-地貌学等方法，推断包括罗布泊洼地以东阿奇克堑谷地在内的库姆塔格沙漠地区是中新生代以来的一个坳陷盆地，盆地内主要发育了第三系河湖相的砂岩、粉沙岩、砂砾岩。

（3）20世纪80年代以来，随着测年技术的发展，青藏高原北缘盆地演化及阿尔金山构造断裂带的研究取得了新的进展。虽然测年数据存在一定差异，但比较一致的看法是，新生代以来高原北缘主要经历了3～4次大的构造隆升事件。渐新世末开始隆升并持续到中新世早期（35.6～13.6Ma）或43.6～24.3Ma；中新世晚期（9～7Ma）或8 Ma左右发生的左旋走滑作用和山体的快速隆升，并形成阿尔金山构造系中的盆岭构造地貌和拉分盆地；上新世晚期（5.2Ma）或4.2～3.9Ma进一步奠定了现代拉分盆地格局，安敦地块“逃逸”塔里木地块形成安西-敦煌盆地；上新世末—更新世初以及中更新世的强烈隆升阶段，阿尔金山北缘大断裂切割了第四系地层。

（4）阿尔金山达到现今的高度可能是中新世以后，特别是上新世晚期以来强烈隆升的结果。证据是盆地边缘普遍出现厚度较大的粗粒物质的山麓相堆积（称西域砾岩），与下伏的上新统地层之间具有不整合现象，并发现渐新世末和中新世早期形成的红层沉积及河流相沉积分布于现今阿尔金山海拔2 700m以上的山坡上。这一高度已超过了青藏高原2 000m的临界高度，西风带气流以绕流为主。

（5）如果说左旋走滑作用始于渐新世末，那末中新世晚期、特别是上新世晚期的左旋走滑作用则是拉分盆地形成的关键时期，中更新世的构造隆升进一步使盆地形成今日之面貌。安西-敦煌坳陷盆地，雏形形成可能较早但上新世晚期5Ma左右是个关键时期。

（6）结合构造断裂带的分布、走向及有关地质资料的分析，安西-敦煌盆地界限是比较明确的，即北界是天山褶皱带东部延伸的北山南缘断裂带，南界为阿尔金山北

缘断裂带又称红柳沟断裂带（是安敦盆地与索尔库里盆地的分界线），西界是且末断裂带的东北延伸，东界是三危山多坝沟断裂带（也是安敦盆地与阿克塞盆地的分界线），盆地平面轮廓总体上呈菱形状，库姆塔格沙漠主要分布在盆地西南部，敦煌鸣沙山披覆在三危山之上，也是库姆塔格沙漠的组成部分。

(7) 库姆塔格沙漠地区位于北山褶皱带和阿尔金山北麓的山前大断裂带之间，本身是安西-敦煌拗陷盆地的一部分，盆地周边活动断裂的分布和活动方式，控制着这一地区内新生代沉积物的分布、沉积类型、厚度、盖层变形，进而对盆地内外主要地貌类型的形成和演化起着决定性的作用。

2.2 地层与沉积相

区域地质构造决定了库姆塔格沙漠地区的地貌轮廓呈现出南高北低的地势，不同类型的地貌是在干燥断陷盆地内发育的，地貌的荒漠特征十分明显。地貌营力及其组合性质，主要地貌类型（剥蚀残丘、戈壁、风蚀雅丹、沙丘、干谷、盐土平原等）及其分布特征不仅反映了区域构造环境和荒漠气候条件的影响，而且与地貌的物质组成——地层沉积物有着密切关系。本区现代地貌形态是不同地质时期地层堆积物在地表的体现，而不同地貌部位的地层堆积物则是组成地貌几何形态的物质基础。为此，对组成本区地貌的物质基础——地层的分布、沉积相特征及其形成时代做一论述。

2.2.1 晚新生代地层的分布及其沉积相特征

库姆塔格沙漠是覆盖在阿尔金山北麓山前倾斜洪积石质平原、冲积平原和部分湖积平原上，从南到北地貌单元依次可以分为山麓洪积台地、冲积倾斜平原、湖积平原、干涸湖床洼地以及伸入北缘的阿奇克堑谷地。地貌单元的不同，晚新生代以来地层的剖面结构以及岩性等沉积相特征存在着明显差异。

1. 山麓洪积台地区的地层结构

根据野外实地考察，洪积-冲积扇主要分布在山麓地带海拔2 000m以下（卡拉喀什塔格之马木里大板垭口海拔为1 726m），其上发育戈壁和不同类型的风积地貌。受构造抬升和暂时性洪流的下切作用形成许多深切沟谷，致使扇缘相沉积物在沟谷两侧广泛出露，地貌上表现为山麓洪积台地。

1) 小泉沟源头峡谷剖面

剖面地理坐标 39°17′15″ N、90°59′46″ E，谷底海拔1 854m。其岩性、岩相特征自上而下描述如下（图 2-5）。

第四系（$Q_1 \sim Q_4$）

（1）现代沙丘沙。灰黄色，质地松散，分选中等。　厚20m左右

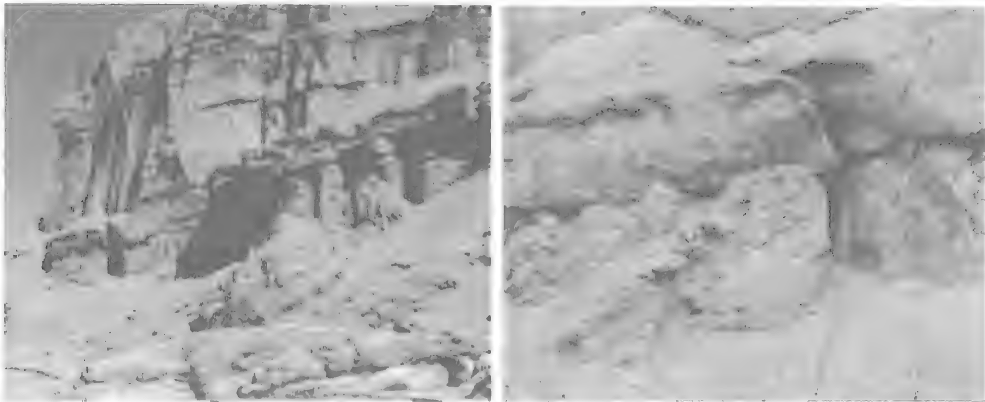
（2）砾石层。灰棕色，岩石成分复杂，多为变质岩系，呈半滚圆状和次棱角状，与下伏第三系红层呈平行不整合接触。　厚8～10m

新近系（$N_1 \sim N_2$）

（3）以灰棕色砂岩、砂砾岩和砖红色粉砂质泥岩为主的互层沉积，地层水平于缓倾斜，倾向 NW210°、倾角 2°～9°，所含砾石呈半滚圆状，分选中等至较差。上部为砖红色粉砂质泥岩、泥岩，具块状结构，夹灰棕色含砾粗砂岩，厚 16m；中部为灰棕色的砾砂岩、棕黄色的粗砂岩，泥钙质胶结，坚硬，含土黄色的泥岩条带，具块状结构；厚 20m；下部为棕红色的含砾砂岩，厚 2.20m，与下伏地层和古老基岩呈角度不整合接触。　厚 38.2m

（4）以灰绿色泥岩、黄绿色黏土质粉砂岩互层沉积为主，含褐黄色粉砂岩，具水平层理构造，受后期构造运动影响发生倾斜，岩层产状为 310°∠46°，与下伏古老基岩呈角度不整合接触。　可见厚度 14.3m

（5）基岩。为碳酸盐系，含方解石脉，以硅质灰岩为主，出露地层以高角度向 NW 方向倾斜。基岩顶部起伏和缓，残留有薄 S 层的浅红色、灰白色黏土风化壳。　可见厚度 2m



(a) N1地层与上覆上新世N2地层　　(b) 地层接触关系

图 2-5　中新世 N_1 地层与上覆上新世 N_2 地层呈角度不整合接触

Fig. 2-5　Angular unconformity between stratum N_1 of Miocene epoch and the stratum N_2 of Pliocene

2）小泉沟断层剖面

地理坐标 39°18′38″N、91°00′39″E，谷底海拔1 744m。出露地层包括新近系和第四系。

第四系（$Q_1 \sim Q_4$）

（1）地表为灰黑色戈壁砾石和灰黄色的风积沙丘沙。

（2）灰棕色、灰黑色的砂砾、碎石、岩屑等，砾石大小较下伏砾岩的平均砾径要大，含少量灰黄色砂质透镜体，分选差，半胶结，质地较坚硬，受风和流水侵蚀塑造形成奇特

的风蚀柱、天生桥、洞穴等地貌形态，与下伏的下更新统地层之间存在明显的侵蚀面（图 2-6b）的陡坎为平行不整合面）。由南向北厚度逐渐变薄，并相变为冲淤积的砂土、岩屑、亚黏土层。 厚度 20～25m

(3) 灰棕色砾岩夹少量灰黄色砂岩为主，砂质、钙质胶结，质地坚硬，砾石呈半滚圆状、次棱角状，分选中等至较差。灰黄色砂岩呈条带状、中等厚度，20～150cm 不等。具典型的洪积-冲积扇缘相沉积特征。与上覆中更新统地层以一侵蚀面呈平行不整合接触。由南向北逐渐变薄。 出露厚度 18～20m

新近系（N_1～N_2）

(4) 砖红色的含砾砂岩、泥岩，致密，坚硬，具块状结构，呈缓倾斜向 NW 方向尖灭（图 2-6b），倾角在 2°～11°之间，与上覆第四系地层呈平行不整合接触。

出露厚度为 0.3～5.0m 不等

(5) 灰绿色的粉砂质泥岩，受构造运动的影响岩层已发生直立（图 2-6a）。

直立岩层宽度 3.6m。



(a) 新生代地层的构造变形 (b) 层位接触关系

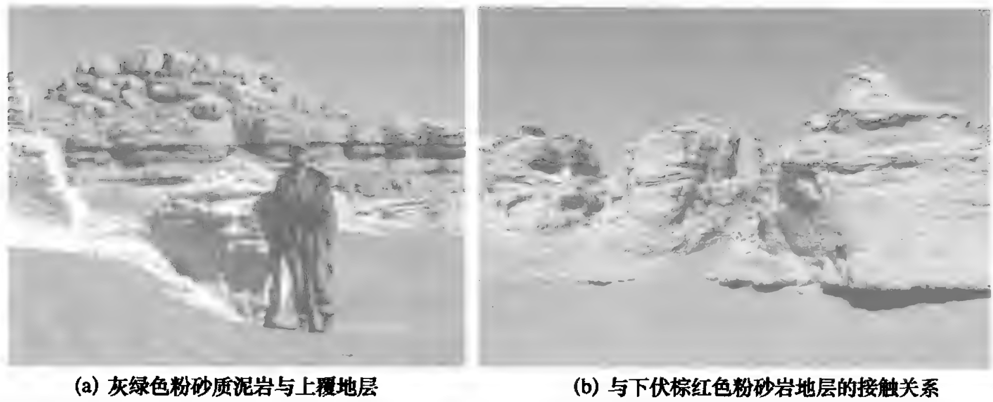
图 2-6 新生代地层的构造变形及层位接触关系
Fig. 2-6 Tectonic deformation of Cenozoic stratums (a) and the contact relationship of stratums (b)

由于对观测到的地层和构造变形痕迹缺乏年代学的详细研究，主要依据地层剖面的岩性、地层层序、接触关系及沉积构造特征的观察和分析，结合与邻近地区新生代地层和构造运动事件的对比，对地层时代和构造一沉积环境作了推测，得出的初步认识为：

(1) 以灰绿色粉砂质泥岩为主的地层与上覆砖红色泥岩、灰黄色和灰棕色含砾砂岩之间存在一个角度不整合面，这个不整合面代表着一次构造运动，其上、下地层则分属于不同沉积环境、不同时代的产物。下部地层时代应为中新世（N_1）甚至是渐新世（E_3^2）晚期-中新世（N_1），上部地层时代属于上新世（N_2）。王树基（1987a）在干涸的罗布泊湖盆北部的“龙城”地区考察时，见有已发生倾斜的这套灰绿色泥岩层，时代为中新世至上新世（N_2～N_1），并推断库姆塔格沙漠下面也有广泛的分布。阿奇克谷地八一泉附近也有出露（海拔 807 m，图 2-7），为灰绿色粉砂质泥岩，其上

覆褐黄色粉砂与黏土互层沉积，下伏坚硬的棕红色粉砂岩。

（2）不整合面之下以浅灰绿色基调为主的岩层形成于静水环境，灰黄色、褐黄色层是暂时性水流的堆积，较长时间处于氧化环境，形成时水深较浅，灰绿色与褐黄色层相间出现，反映了古水文的周期性变化，综合指示了是一种不稳定的浅湖环境。不整合面之上以砖红色泥岩、褐黄色和灰棕色含砾砂岩互层沉积，则是属于干热气候条件下内陆河湖相堆积之红色建造。



(a) 灰绿色粉砂质泥岩与上覆地层　　(b) 与下伏棕红色粉砂岩地层的接触关系

图 2-7　八一泉附近灰绿色粉砂质泥岩与上覆地层及其与下伏棕红色粉砂岩地层的接触关系

Fig. 2-7　Contact relationship between sage green mudstone and its overlying strata (a) and contact relationship between sage green mudstone and its underlying red brown siltite strata (b) near Bayijing

2. 冲洪积倾斜平原区的地层结构

库姆塔格沙漠所覆盖的地貌单元主要为冲积-洪积形成的倾斜平原。由于源自阿尔金山的出山径流在这里逐渐分散或消失，干涸河床上的冲积相砂物质被风力塑造形成沙丘沙，被下一次洪水径流带来的冲积相物质掩埋后便形成埋藏古风成砂。因此，风力作用和流水作用在此具有彼消此长、承袭穿时的特点，地层剖面中常可以见到风力作用的沙丘沙和冲积相沉积物互层堆积的现象，并发育大型风成交错层理。受源自阿尔金山北麓近南北向的季节性洪水径流的冲刷切割在沙漠腹地形成一些深切沟谷，在河谷中、下游地区的沟谷两侧出露地层主要以冲积-洪积相的砂、粉砂、黏土互层沉积为主，兼有风成砂沉积。小泉沟和梭梭沟中游段地层露头多且较典型。

1）小泉沟干谷中游段剖面

剖面位于小泉沟干谷中游左岸，地理坐标 39°22′52″ N 和 91°00′05″ E，顶部海拔 1 430 m，出露地层厚度实测为 117.86 m，地层的岩性、岩相特征自上而下描述如下

（图 2-8）：

（1）洪积-冲积的灰色、暗灰黄色含砂土的砾石层。疏松—略紧实，不具分选性，无层理构造。砾石成分复杂，主要由花岗岩、花岗闪长岩、大理岩、石英岩、变质灰岩、变质板岩、火山岩类等组成。砾石大小不等，砾径一般为 2～8cm 左右，最大为 40cm 左右，呈棱角状至次棱角状。砾石在地表形成较平坦的粗戈壁（图 2-9），呈 SSW-NNE 的带状分布，宽约 3～20m 不等，砾石戈壁带外围则主要是由灰黄色细砂组成的平沙地，其上有零星、低矮的骆驼蓬生长。 厚 35cm



图 2-8 小泉沟干谷中游段第四纪地层剖面图

Fig. 2-8 Stratigraphic profile of the Quaternary in the middle reach of Xiaoquangou



图 2-9 洪积相的砂土砾石在地表形成的粗戈壁

Fig. 2-9 Coarse gobi formed on the alluvial sand and gravel

(2) 以灰黄色粉砂质细砂为主的砂层。质地松散，分选性较差，无层理构造。该层上部普遍含灰棕色的中粗砂、粉砂；中部为质地较均匀的细砂，含毫米级、次棱角状的小砾石；下部为粉砂质细砂。 厚 230cm

(3) 灰黄色风成砂相的细砂-极细砂层。质地松散，分选性较好，无任何杂质。具有明显的风成层理构造，以厚度为 2～4mm 极薄的加积纹层构成的水平层理居多，并见有厚度为几毫米到几厘米、倾向 WS、倾角为 3°～5°的前积纹层形成的楔状交错层理，以及两者构成的水平-交错层理。 厚 60cm

(4) 以灰色、灰黄色粉砂质细砂为主的冲积相砂层。松散-稍紧实，质地较均匀，无层理构造，含中、粗砂和砾径为毫米级的小碎石。 厚 105cm

(5) 以棕黄色细砂和暗灰黄色的中砂、粗砂互层为主的风成相砂层。质地松散，分选中等至较好，层内分选均匀。该层上、中部厚度为 130cm，有明显的风成层理构造，以厚度为 1～3mm 极薄的加积纹层构成的水平层理最多，前积纹层的厚度一般为几毫米到几厘米，所形成的层系组成的斜层理产状为 110°∠6°、112°∠6°、105°∠7°，以及由加积纹层和前积纹层构成的水平-交错层理。该层下部厚度为 53cm，为棕黄色细砂与暗灰黄色粗砂互层沉积为主，不见交错层理构造。 厚 183cm

(6) 以冲积相的灰棕色、灰黄色粗砂为主的砂层。质地松散，分选性较差，无层理构造，含粉砂和细砂以及少量毫米级的小碎石。 厚 22cm

(7) 灰黄色、灰棕色的含粗砂的细砂层。质地疏松，分选性中等。该层上部厚 40cm，由灰黄色的细砂和灰棕色的粗砂组成，具有极薄的水平加积纹层；下部厚 30cm，系灰黄色的风成细砂，分选性好，无水平层理构造。 厚 70cm

(8) 冲积相的灰黄色粉砂质细砂、灰棕色黏土质粉砂层。质地松散—稍紧实，分选性较差，无层理构造。该层中含少量中砂、粗砂和毫米级的岩石碎屑，并夹有 2～3cm 厚的灰棕色黏土条带。 厚 228cm

(9) 以灰黄色细砂与灰棕色中、细砂互层为主的风成相砂层。松散，质地均一，分选性好。主要由厚度为几毫米至几厘米、缓倾斜的前积纹层组成的风成交错层理迭覆而成，其产状为 240°∠14°、260°∠12°。该层近底部有 12cm 厚的砂层已相变为偶含毫米级小砾石的灰棕色粗砂。 厚 240cm

(10) 冲洪积相的灰黄色含小砾石的细砂、亚砂土、黏土层。质地紧实，分选性差，具块状结构，无层理构造。 厚 32cm

(11) 灰黄色风成相细砂层。松散，质地均一，分选性好，无任何杂质，无层理构造。 厚 10cm

(12) 冲洪积相的灰黄色粉砂质细砂、亚砂土层。质地紧实，分选性中等，具块状结构，无层理构造。 厚 10cm

(13) 棕黄色含中砂的风成相细砂层。结构松散，分选性中等至较好，无层理构造。 厚 15cm

(14) 冲洪积相的灰黄色含碎屑砾石、粗砂的粉砂-细砂、亚砂土层。质地松散，分选极差。所含的碎屑砾石多为次棱角状、砾径在 1cm 以下，且主要集中在 0.2～0.3mm 左右。具有极薄的水平层理构造，层系厚度为 0.2～0.5mm。 厚 223cm

(15) 以灰黄色细砂与灰棕色中、粗砂迭覆形成的风成相砂层。质地松散，分选性中等，

层内分选均匀，有明显的风成交错层理构造，具埋藏古沙丘形态特征，其层理产状为220°∠4°、218°∠7°和80°∠2°、83°∠3°，系两组风向作用形成的交错层理。

厚57cm

(16) 冲淤积的灰黄色砂质黏土层。质地紧实，分选性中等，具水平层理构造。 厚5～8cm

(17) 灰黄色风成相细砂层。松散，质地均一，分选性好，具有由厚度几毫米、低缓倾角的风成前积纹层，层理产状为80°∠1°。 厚15cm

(18) 以灰黄色中粗砂、细砂与灰棕色亚砂土、粉砂、黏土互层为主的冲洪积相堆积。松散至紧实，具水平层理构造，含次棱角状、砾径在5mm以下的碎屑砾石。其间夹有3层棕黄色、松散、质地均一、无层理构造、厚度仅5～8cm的细砂（很可能是风成砂）。 厚74cm

(19) 灰黄色至棕黄色的具有交错层理的中砂、细砂层。质地松散，分选中等至较好，层内分选均匀，有明显的风成层理构造。该层上部厚60cm，前积纹层一般为几毫米到几厘米，所形成的楔状交错层理产状为220°∠1.5°；该层中部厚120cm，层理产状为110°∠1°、114°∠1.5°和30°∠2°，系两组风向作用形成的风成交错层理；其间夹有3～5层厚度为1cm的灰黄色具水平层理的黏土条带，具微弱的流水痕迹；该层下部砂层厚42cm，斜层理产状为210°∠3°、212°∠3°和120°∠1°、116°∠1°，近底部斜层理产状为倾向SE 150°～152°和倾角1°～3°。 厚222cm

(20) 冲淤积的灰黄色粉砂、黏土层。质地紧实，分选性中等至较差，含孔隙，无层理构造。 厚10cm

(21) 灰黄色、灰棕色的中砂—细砂层。质地松散，分选性一般，无层理构造。 厚12cm

(22) 冲洪积的灰棕色粉砂质细砂、棕黄色细砂层。质地松散，分选较差，含大量毫米级的碎屑砾石，无层理构造。 厚28cm

(23) 灰黄色具风成交错层理的中砂-细砂层。松散，质地均一，分选性较好，具风成前积纹层形成的低缓斜层理，产状为78°∠1°、80°∠1.5°。 厚22cm

(24) 冲积相的灰黄色粉砂质细砂层。质地松散，分选性较差，含毫米级的碎屑砾石，无层理构造。 厚10cm

(25) 灰黄色具风成交错层理的细砂层。松散，质地均一，分选性好。主要由厚度为几毫米至几厘米、倾向NW（290°～294°）、低缓倾角（1°～1.5°）的前积纹层组成。

厚70cm

(26) 灰黄色粉砂质细砂层。质地松散至略紧实，分选性较差，含大量毫米级的碎屑砾石，无层理构造。 厚40cm

(27) 以灰棕色的中砂与棕黄色细砂为主的风成相砂层。质地松散，分选性中等，层内分选较好，偶含灰棕色夹褐红色、磨圆度较好、砾径为毫米级的碎屑砾石。具明显的古沙丘形态和风成层理构造，由厚度为1～3 mm极薄的加积纹层和低倾角的前积纹层迭覆而成。该砂层最上部厚90cm内，层理产状为260°∠3°、264°∠3°；砂层中、上部厚130cm内，斜层理产状为130°∠6°、127°∠5°；砂层的中部厚135cm内，为灰棕色中砂与棕黄色细砂互层形成的水平加积纹层；砂层下部厚385cm内，由极薄的加积纹层形成的斜层系组成，其层理产状为210°∠3°、205°∠5°、210°∠4°。

厚740cm

(28) 以灰黄色的中砂、细砂和灰棕、略发白色的粉砂质黏土层为主的冲淤积层。质地松散至紧实，分选性较差，含大量粗砂以及次棱角状、毫米级的碎屑砾石。该套沉积体中含14～16层厚度小于1cm（厚度在0.2～0.8cm）的灰棕色、略发白的砂质黏土层，具极薄的水平纹层。同时，含有8层质地松散、颗粒较均匀、具水平加积纹层、厚度为5～20cm不等的以风成砂相为主的中砂-细砂层。 厚660cm

(29) 黄棕色具交错层理的风成中砂-细砂层。质地松散，分选中等至较好，层内分选均匀，个别层位含少量粗砂颗粒，具有明显的风成交错层理构造和古沙丘形态特征。主要以每组层厚几厘米至20～180cm，并由几毫米至1～2cm、倾向在175°～280°、倾角为5°～7°、11°～16°、18°～29°的前积纹层组成的板状或楔状交错层理，成一定角度迭置而成；也见有以这种板状或楔状交错层理与每组层厚30～60cm不等的，并由厚几毫米到几厘米、倾角不显的加积纹层组成的水平层理迭置而成。在距该层底部220～320cm处的砂层内，偶含由钙质胶结形成的、厚度小于2cm的钙片。 厚1 305cm

(30) 以黄棕色的含中粗砂的粉砂质细砂为主的冲积相砂层。质地紧实，分选性较差，含砾径小于0.4cm的碎屑砾石和两层厚度小于1cm的灰黄色略发白色的黏土层，以及含有棕黄色、分选均匀的砂质透镜体，无层理构造。 厚210cm

(31) 浅棕黄色的具交错层理的风成中砂-细砂层。松散，质地均一，分选性较好。主要由厚度仅为1～3mm的、倾向SW（210°、213°）、倾角为28°～30°的前积纹层所形成的楔状交错层理为主。 厚70cm

(32) 以灰黄色粉砂质细砂为主的冲积层。质地松散至紧实，分选性较差，无层理构造。含灰棕色的粗砂和暗棕色的、次棱角状的、毫米级的碎屑砾石层，夹2～3层厚度小于1cm的、灰黄色的、具水平层理的黏土条带，以及含有厚度为4～6cm不等的、灰黄色、质地均匀的细砂层。 厚315cm

(33) 灰黄色风成相的细砂层。松散，质地均一，分选性好。主要由厚度仅几毫米的加积纹层组成的水平层理叠置而成。 厚45cm

(34) 以灰黄色粉砂质细砂为主的冲积相砂层。质地松散至紧实，分选性较差，无层理构造。含暗棕色的、次棱角状的、毫米级的碎屑砾石。 厚30cm

(35) 以灰棕色、灰黄色为主的风成相的粗砂层。松散，质地均一，分选性较好，以每组厚数毫米的、倾角不显的加积纹层组成的水平层理叠置而成。 厚50cm

(36) 冲洪积的灰黄色粉砂质细砂层。质地稍紧实，分选性较差，具水平层理构造。含毫米级的、次棱角状的、暗棕色的碎屑砾石，以及灰黄色、疏松、分选均匀的细砂层。该层的中下部夹有两层厚度为1cm的、灰黄略发白色的、具水平纹层的黏土条带。 厚70cm

(37) 以灰黄色细砂与灰棕色中粗砂互层为主的风成相砂层。质地松散，分选性中等至较好，层内分选均匀，具明显的风成交错层理，并在个别层位的层理面上有石膏晶体析出，形成球状的钙质小结核。该套沉积体中主要有厚度极薄的加积纹层构成的水平层理，以及每组层系厚几厘米至10～30cm，并由几毫米至1～2cm、倾向205°～246°、倾角为16°～19°、25°～30°的前积纹层组成的板状或楔状交错层理，成一定角度叠置而成。 厚540cm

(38) 以灰黄色粉砂质细砂为主的冲洪积相砂层。质地稍紧实至紧实，分选性中等，含砾

径为毫米级的、灰棕色的、半滚圆状至次棱角状的碎屑砾石。该套沉积的最上部厚度 50cm 内，为质地均一、分选性好的粉砂质细砂层，无层理构造。该套沉积体的中下部厚度 300cm 内，主要为灰黄色具水平层理构造的粉砂质细砂层与灰棕色薄层碎屑砾石层的互层沉积，碎屑砾石层的厚度小于 1cm，砾径主要集中在 2～5mm。

厚 350cm

(39) 棕黄色的中砂-细砂层。质地松散，分选性中等至较好。主要由厚度为几毫米、倾向 SW（252°～260°）、倾角为 17°～19°的前积纹层组成的斜层系构成，具风成斜层理构造。 厚 60cm

(40) 冲积相的灰黄色粉砂、亚砂土层。质地紧实，分选性较差，层内散布有少量灰棕色、半滚圆状至次棱角状、砾径为 2 ～5mm 的碎屑砾石，无层理构造。 厚 60cm

(41) 以灰黄色细砂为主，含灰棕色中、粗砂的风成相砂层。质地松散，分选性中等至较好，层内分选均匀，具有明显的风成交错层理构造，层理面上附有钙质小结核。主要以每组层厚 100～250cm 由厚几毫米至几厘米、倾向 SW（235°～290°）、倾角为 12°～24°的前积纹层组成的楔状交错层理，成一定角度叠置而成。其中，该套沉积的最上部厚 100cm 内，是由灰黄色、分选均匀的细砂组成，斜层理产状为 290°∠24°；该套地层的中上部厚 250cm 内，为灰黄色细砂，由前积纹层所形成的层理产状为 235°∠10°；该套沉积的中下部厚 200cm 内，主要以灰棕色中粗砂与灰黄色细砂组成，层理产状为 245°∠12°；该套沉积层的下部较厚为 940cm，以灰黄色细砂为主，层理产状为 235°∠18°。 厚 1 490cm

(42) 灰黄色粉砂质细砂层。质地紧实，分选性较差，具块状结构，含少量半滚圆状至次棱角状、砾径多在 2～4mm 的碎屑砾石，无层理构造。 厚 60cm

(43) 棕黄色的风成相细砂层。质地松散，分选性较好，有明显的风成交错层理构造，具古沙丘形态特征，沙丘高 5m 左右，缓倾斜一坡长度约 10m 左右。古沙丘主要由厚度为几毫米、倾向 SW 215°、倾角为 22°的前积纹层组成的楔状交错层理，成一定角度叠置而成。在前积纹层形成的层面上，见有硫酸钙晶体析出和直径在 1cm 以下的球状钙质小结核。该套地层的下部厚 120cm，为棕黄色、质地松散、分选性较好、无层理构造、含石膏结晶析出形成的钙质小结核的细砂层。 厚 650cm

(44) 以灰黑色、灰棕色及灰白色为主的杂色山麓相砾石层。半胶结，分选性差，无层理构造。砾石成分复杂，主要由花岗岩、斜长岩、凝灰岩、石英岩、变质灰岩、橄榄岩、火山岩类等组成。砾径一般在 0.2～14cm，最大为 40cm 左右（62 cm×43 cm×24cm），呈半滚圆状至次棱角状。砾石堆积层厚度不等，厚者可达 320cm，薄者为 30cm，平均厚度为 100cm 左右。与下伏地层风成砂之间存在明显的侵蚀面。

厚 110cm

(45) 以棕黄色细砂与灰棕色粗砂互层为主的风成相砂层。质地松散，分选性中等至较好，层内分选均匀，具风成交错层理构造。该套地层的上部主要由厚度为几毫米的加积纹层构成的水平层理叠置而成，下部主要由厚度为几毫米、倾向 SW 228°～245°、倾角为 18°～22°的前积纹层组成的楔状交错层理，成一定角度叠置而成。在层面上见由硫酸钙晶体析出形成的球状钙质小结核。 厚 890cm

(46) 以灰棕黄色中砂、细砂为主的冲积相砂层。质地紧实，含粗砂和砾径在 2～5mm、呈

次棱角状的碎屑砾石，分选性较差。该层上部厚 40cm 内具有槽状层理构造；该层中部夹有厚度为 10cm 左右的粉砂质黏土层；该层下部厚度 50cm 内为分选性较好的细砂层，无层理构造，含石膏晶体析出形成的钙质小结核。 厚 100cm

(47) 以棕黄色细砂与灰棕色中粗砂互层为主的砂层。质地疏松，分选性中等至较好，层内分选均匀，具风成交错层理构造。主要由厚度仅几毫米至数厘米的前积纹层构成的斜层系组成，其斜层理产状一般在 240°∠18°左右（242°∠18°、238°∠16°、246°∠16°）。 厚 50cm

(48) 以灰黄色粉砂质细砂为主的冲积相砂层。质地紧实，分选性较差，具块状结构。该套地层中含许多以灰棕色为主的、次棱角状的、毫米级（砾径在 2～5mm）的碎屑砾石。 厚 50cm；

(49) 以棕黄色细砂与灰棕色中粗砂互层为主的砂层。质地松散，分选性中等至较好，层内分选均匀，具明显的风成交错层理构造，层理产状为 235°∠16°。 厚 50cm

(50) 以灰黄色粉砂质细砂为主的冲积相砂层。质地紧实，分选性较差，具块状结构。该层中含灰棕色的、次棱角状的、砾径在 2～5mm 之间的碎屑砾石。 厚 100cm

(51) 以棕黄色细砂与灰棕色中粗砂互层为主的砂层。质地松散，分选性中等至较好，层内分选均匀，具风成交错层理构造。该层底部为 5cm 厚的、次棱角状的、砾径在 2～10mm 的碎屑砾石层。 厚 20cm

(52) 以灰黄色粉砂质细砂为主的冲积相砂层。质地紧实，分选性较差，具块状结构。该层中含以灰棕色为主的、次棱角状的、砾径在 2～5mm 的碎屑砾石，近底部为薄层的粗砂-碎屑砾石层。 厚 180cm；

(53) 冲积相的棕黄色细砂与灰黄色粉砂质黏土互层沉积。质地紧实。含粗砂和次棱角状的碎屑砾石，分选性中等至较差，层内分选均匀，具水平层理构造。 厚 100cm

(54) 以灰棕色、灰黑色为主的冲积相砂土砾石层。稍紧实，分选性中等至较差，无层理构造。砾石成分复杂，主要为变质岩、花岗岩、橄榄岩等，呈半滚圆状至次棱角状，砾径为 2～10mm。 厚 70cm

(55) 以棕黄色粉砂质细砂与灰黄色亚黏土互层沉积为主的冲积相砂土层。质地紧实，层内分选性较好，具水平层理构造。棕黄色粉砂质细砂层底部一般含薄层的粗砂层，而亚黏土层表面见有泥质龟裂现象，系流水携带粉砂黏土沉积后经太阳暴晒水分蒸发后所致。 厚 350cm

(56) 棕黄色的风成相粗砂-细砂层。质地松散，分选性中等至较好，层内分选均匀，有明显的风成交错层理构造。主要由厚度为几毫米、倾向 SE、倾角为 20°～24°的前积纹层和水平加积纹层组成的风成交错层理构成，具古沙丘形态特征。 厚 400cm

(57) 冲积相的灰黄色粉砂质细砂层。质地紧实，分选性中等至较差，具块状结构，近底部具薄层水平层理构造。 厚 180cm

(58) 棕黄色具交错层理的风成相中砂-细砂层。质地松散，分选性中等至较好，层内分选均匀，具风成交错层理构造。 可见厚度 400cm

从小泉沟干谷中游段剖面的地层结构（图 2-10）来看，地层是以河流冲积相（含 29 层）、山麓洪积相（含 2 层，第 44 层和 54 层）与风成砂相（含 27 层）互层沉积为主要特征，至少包含 58 个地层单元。如以冲积相中粗砂、砂质黏土层与风成相中砂、细砂层组合代表一个沉积旋回（主要由旱谷沉积与沙丘沉积构成的旋回），那么小泉沟中游段剖面大体上包含了 27.5 个沉积旋回。沿干河谷向下游方向，出露的地层厚度逐渐变薄，但地层结构和岩性特征基本类似，越向盆地中心地层中所含风成砂厚度渐薄，层数较少；同样，在小泉沟中游段剖面中出现的第 44 层、第 54 层砾石层逐渐变薄、直至尖灭，仅在局部地方呈砾石条带夹层或以砾石透镜体形式出现(图 2-11)。

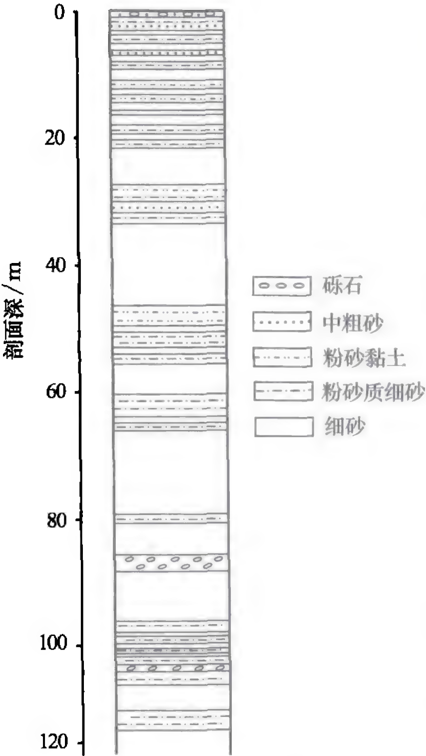


图 2-10　小泉沟中游段第四纪地层柱状剖面示意图

Fig. 2-10　Column profiles of the Quaternary stratigraphy in the middle reach of Xiaoquangou



图 2-11　砾石夹层或砾石透镜体

Fig. 2-11　Gravel interbed or gravel lens

根据对野外地层的追索，结合小泉沟上游沟口剖面和断层剖面，我们推测该剖面出露的可能是更新世以来的河流相沉积地层，堆积物岩性特征是反映了由山麓地带向冲积平原区相变的结果。而地层中的 2 层砾石层具有明显的地层划分与对比的标志意

义，在多坝沟、梭梭沟出露的地层中也有类似现象，这可能是阿尔金山北坡山麓地带出露的“玉门砾石层”和“酒泉砾石层”在地层剖面中的体现。这是由于随着搬运距离较远，水动力减弱，堆积的砾石层自然就会粒径变小、厚度变薄，并发生相变。但这种推测仍有待今后地层年代学和沉积学的进一步佐证。

2）梭梭沟剖面

剖面位于梭梭沟干谷中游左岸，地理坐标 39°40′57″N 和 92°23′06″E，顶部海拔为1 427m，地层出露厚度 75.60m。地层大体划分为 7 段 239 个自然层。其岩性、岩相特征（图 2-12、图 2-13）自上而下描述如下：

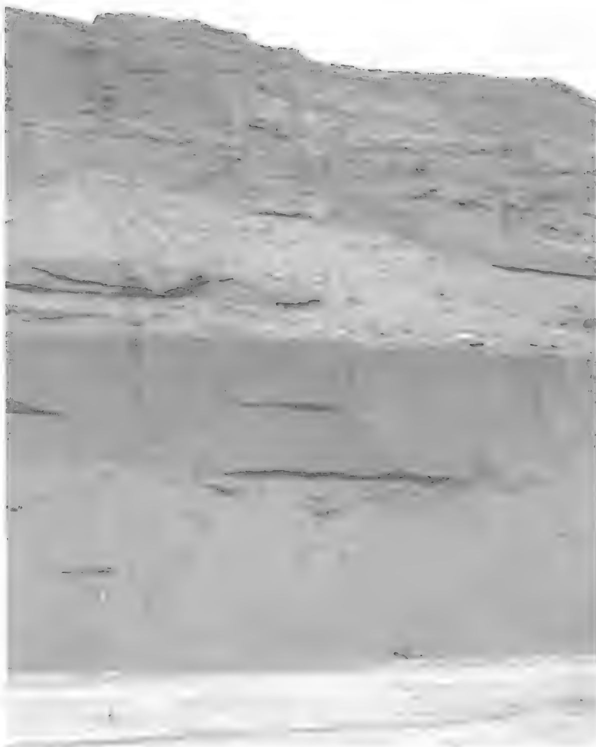


图 2-12　梭梭沟地层剖面

Fig. 2-12　Stratigraphic profile in Suosuogou

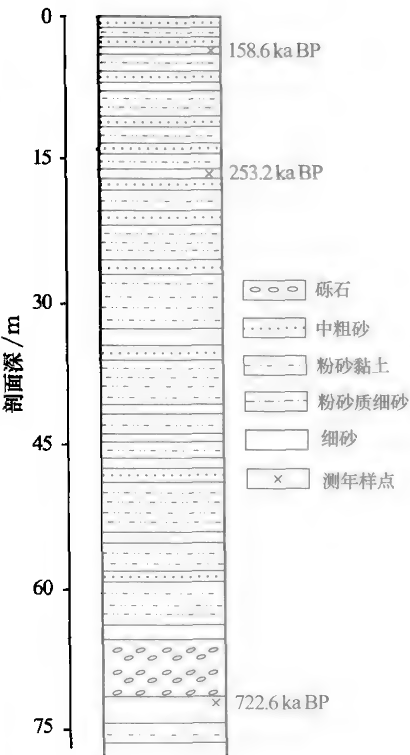


图 2-13　梭梭沟第四纪地层柱状剖面示意图

Fig. 2-13　Column profile of the Quaternary stratigraphy in Suosuogou

(1) 0～2.90m。灰黄色粉砂、黏土与灰棕色细砂互层堆积的沉积物。质地紧实，分选性较差，层内分选性较好。薄层的黏土条带具水平层理构造，偶含锈黄色斑点。粉砂具块状结构，细砂无层理构造。底部细砂的 ESR 测年为 158.6 ka BP。

(2) 2.90～15.80m。岩性、岩相特征同第 1 段基本上相似。但分选性差，细砂层中含较多的中砂、粗砂，粉砂层中偶见植物根管和铁锈色斑点，黏土层表面见有雨痕和龟裂现

象。在距剖面顶部 13.60m 处的细砂 ESR 测年为 253.2 ka BP。

(3) 15.80～42.60m。灰棕色含细砾碎屑、中粗砂的细砂与灰黄色粉砂、黏土互层堆积的沉积物。紧实至略坚硬，分选性差。粉砂层中含锈黄色的斑点，具块状结构；粉砂层之上通常为薄层的、具水平层理构造的黏土条带；细砂层中的砾石成分复杂，多为花岗岩、变质岩等，呈次棱角状、半滚圆状，砾径一般在 1cm 以内，最大者为 6cm×4cm×3cm，并含直径 5～12cm 的泥包砾，具明显的洪积-冲积相特征。

(4) 42.60 ～65.30m。灰黄色的粉砂、黏土与棕黄色风成砂互层堆积的沉积物。含 17 个地层单元，有 5 层风成细砂。粉砂层具块状结构，黏土层具水平层理构造，两者质地稍坚硬。风成砂厚度 25～220cm 不等，分选性较好，具明显的风成斜层理构造，多以厚度为 1～3mm 的前积纹层组成，层理产状倾向 WS、倾角 6°～12°。

(5) 65.30～71.30m。以灰棕色为主的砾石碎屑堆积物。砾石成分复杂，主要由含石英和长石等矿物成分的花岗岩类、变质岩类、火山岩类组成。砾石大小混杂，具砂质胶结，呈半胶结状态，含砂质或粉砂质细砂透镜体，分选性差。砾石呈半滚圆状、次棱角状，大小一般为 4cm×3cm×4cm，最大者为 9cm×12cm×10cm。与下伏地层呈侵蚀不整合接触。厚度为 6～9m 不等。

(6) 71.30～73.70m。棕黄色的细砂沉积物。质地松散，分选性较好，具明显的风成交错层理构造。主要由厚度为几毫米到几厘米、倾向 NW、倾角为 18°～26°的前积纹层形成的斜层理组成，并见有厚度 2～4mm 极薄的加积纹层构成的水平层理。顶部风成细砂 ESR 测得年龄数据为 722.6 ka BP。

(7) 73.70～75.60m。以灰黄色粉砂与灰黄略发白色的黏土为主的互层堆积物。质地紧实至稍坚硬，分选性中等，但层内分选性较好。粉砂层具块状结构，黏土层具水平层理构造。可见厚度 190cm。

从梭梭沟剖面的地层结构、并与小泉沟中游段地层剖面对比来看，主要以河流冲积相的砂、粉砂、黏土为主，地层中所含的风成砂层数较少，厚度较薄，仅在山麓相砾石层的上、下层位出现厚 2 m 左右的风成砂，并具有古沙丘形态。顺河谷向下游方向追索，出露的地层厚度逐渐变薄，主要以中厚层的冲积相砂、粉砂质黏土、黏土与薄层风成砂互层沉积，砾石层仅以透镜体形式出现，但大部分是不含砾石层的砂(包括冲积相砂、风成相砂)、粉砂与黏土互层沉积。据不同层位沉积物的 ESR 测年结果，近顶部 2.90 m 深处细砂的 ESR 测年为 158.6 ka BP，剖面 70 m 左右深处风成细砂的 ESR 年龄为 722.6 ka BP，说明该剖面出露地层时代应为早更新世(Q_1)晚期以来(测年位置距该剖面底部仍有 4.6 m 多)，主要是中更新世(Q_2)堆积形成的地层。这与小泉沟一带出露的地层及周边地层可相互对比。

3. 湖积平原区的地层结构

冲积-洪积平原的边缘区、平原内部低洼地区以及沙丘间的丘间洼地，常积水形成湖泊。沙漠地区湖泊常受来水量变化和风沙入侵的影响，地层中通常见有风成砂、冲积相、湖相层的互层沉积。若地层中多见风成砂沉积，则反映的是临时性积水沉积

环境；若以湖相沉积物为主，则反映的是长期性积水环境；若见有冲积相砂、黏土、粉砂以及细碎砾石，则反映的是泛洪堆积环境。库姆塔格沙漠腹地在海拔 800～1 000 m沙丘分布的丘间洼地，被风力作用吹蚀形成的风蚀坑里出露有天然的露头剖面，并见有典型的湖相沉积与风成砂互层叠覆的地层。

1）大本营剖面

剖面位于 1 号大本营（地理坐标 40°18′41″N、92°23′25″E）西南 9km 处，剖面顶部海拔 945m。出露地层厚度实测为 38.20m。其地层岩性、岩相特征(图 2-14)自上而下描述为：

（1）风成砂。灰黄色，细砂质，松散，分选好，无层理构造。 厚 150cm

（2）砂土砾石层。砾石成分以变质岩系为主，大小混杂，含砂土碎屑。 厚 80cm

（3）风成砂。灰黄色，以中-细砂为主，松散，分选中等至较好，层内风选好，具风成斜层理。该套地层的近顶部细砂的 OSL 测年为（99.68±10.52）ka BP 。 厚 2 100cm

图 2-14 大本营剖面地层结构示意图

Fig. 2-14 Sketch map of stratigraphic configuration in Dabenying

（4）褐黄色粉砂质黏土、黏土与灰黄色、灰色的中-粗砂、细砂互层沉积。含 24 个自然层，粉砂质黏土和黏土中含铁锈斑以及大量灰黑色的植物残体，个别黏土层呈棕红色，紧实至坚硬，具水平层理，厚 2～40cm不等。含中砂、粗砂的细砂层，较紧实，无层理构造，有时见有钙质胶结现象，不见碎屑砾石，厚 4～20cm不等，最厚达245cm。其中含 8 层细砂层。 可见厚度 1 490cm

该剖面的测年数据表明，具有斜层理的风成砂以及下伏的褐黄色粉砂、黏土等堆积物，主要形成于中更新世(Q_2)，而上覆的砂土砾石层为晚更新世的冲洪积物。

2）Km 剖面

剖面位于库姆塔格沙漠腹地的一个较大风蚀凹坑处，地理坐标 40°16′08″N、92°22′18″E，风蚀凹坑长轴方向为 N46°E，剖面顶部海拔 927m，出露地层厚度约 60m，主要以湖相沉积和风成砂互层沉积为主。其岩性、岩相特征（图 2-15、图 2-16）自上而下描述如下：



图 2-15 沙漠腹地中出露的 Km 剖面地层
Fig. 2-15 Km stratigraphic profile exposed in hinterland of the desert

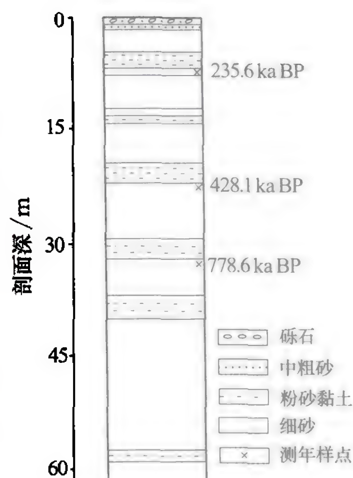


图 2-16 沙漠腹地 Km 剖面地层结构示意图
Fig. 2-16 Sketch map of stratigraphic configuration of Km profile in hinterland of the desert

(1) 灰棕色、灰黑色及杂色的碎屑砾石层。砾石成分多为花岗岩、变质岩类。砾石大小混杂，砾径一般从几毫米到几十厘米，呈次棱角状至次圆状，砾石之间充填砂土碎屑。砾石暴露气下环境经热力风化破碎成细碎砾石（图 2-17）。 厚 0.60m

(2) 灰棕色中砂、粗砂为主的砂层，含细砂和粉砂质黏土，底部为 1cm 厚的毫米级细砾石层。 厚 0.20m

(3) 灰棕色、浅灰黄色的中砂-细砂层。分选中等至较好，层内分选均匀，具钙质胶结的斜层理，产状 18°∠26°。 厚 2.20m

(4) 灰黄色的中砂-细砂层。松散，分选较好，具风成交错层理，层理产状倾向 210°～155°、倾角 7°～26°。 厚 1.40m

(5) 褐红色的粉砂层。颗粒大小均一，紧实至略坚硬，不见水平纹层或斜层理，含黑色铁锰斑点和植物残体。类似黄土高原棕红色的古土壤层（图 2-18）。 厚 0.80m

(6) 灰黄色的粉砂层。含黑色铁锰斑点、半透明状的石膏晶体和砾径为 3～5cm 的姜状钙质结核，具极薄的水平纹层。该层近底部粉砂的 ESR 测年为 235.6 ka BP。 厚 1.60m

(7) 灰黄色细砂层。松散，分选性中等，无层理构造。 厚 0.90m

(8) 棕红色粉砂质黏土层。致密紧实，含黑色铁锰斑点和植物根管，具极薄的水平纹层。 厚 2.40m

(9) 灰黄色粉砂层。致密紧实，含黑色铁锰斑点，具块状结构。 厚 1.90m

(10) 灰黄色风成细砂层。松散，分选中等至较好，无层理构造。 厚 0.20m

(11) 棕红色粉砂质黏土层。紧实，具极薄的水平纹层。 厚 0.10m

(12) 灰黄色细砂层。松散，分选中等，无层理构造。 厚 0.20m

(13) 灰黄色粉砂层。致密紧实，含黑色铁锰斑点，具块状结构。 厚 0.40m

(14) 灰黄色中砂-细砂层。松散，分选中等至较好，具斜层理，在该层 80cm 处见有钙质胶结形成的钙板或钙片，钙板厚 2～4cm。 厚 5.55m

(15) 浅棕红色的粉砂质黏土、灰黄色粉砂互层沉积。致密坚硬，具极薄的水平纹层，含

黑色铁锰斑点和植物印痕。该层近底部粉砂的 ESR 测年为 428.1 ka BP。 厚 2.80m

(16) 灰黄色风成细砂层。上部厚 1.00m 为松散状，分选均匀，具斜层理；下部普遍含钙质胶结的斜层理，质地坚硬。 厚 7.45m

(17) 浅棕红色的粉砂质泥岩。致密坚硬，含黑色铁锰斑点，具水平纹层。 厚 1.70m

(18) 灰绿色、灰白色的粉砂质泥岩。这套地层为该剖面从上而下的第一层灰绿色粉砂泥岩。该层近底部粉砂的 ESR 测年为 778.6 ka BP。 厚 0.70m

(19) 灰黄色的风成细砂层。松散，分选性中等至较好，含厚 2～12cm 不等的钙片，发育斜层理。 厚 5.40m

(20) 棕红色粉砂质泥岩。致密坚硬，含植物根孔和黑色铁锰斑点。 厚 2.20m

(21) 灰绿色粉砂质泥岩（为该剖面的第二层灰绿色粉砂泥岩）。致密坚硬，含锈黄色斑点，具薄的水平纹层。 厚 0.50m

(22) 灰黄色细砂层。松散，分选性中等至较好，上部厚 2.10m 的细砂层内含黄绿色锈斑，无层理构造；下部 16.00m 厚的细砂层，质地松散、纯净，具低缓倾角的斜层理。 厚 18.10m

(23) 浅棕红色的粉砂质泥岩。致密坚硬，具块状结构。 厚 1.20m

(24) 棕黄色的细砂层。松散，分选性较好，无层理构造。 可见厚度 0.80m

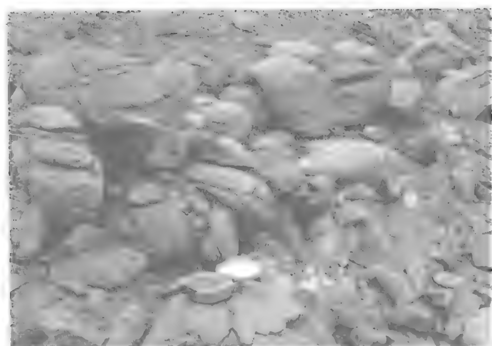


图 2-17 次棱角状、次圆状砾石遭热力风化破碎

Fig. 2-17 Subangular and subround gravels formed by thermal weathering

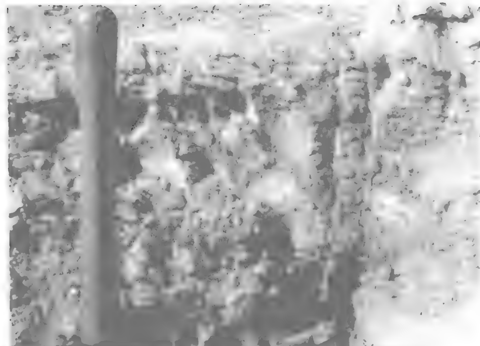


图 2-18 似古土壤层的褐红色粉砂层

Fig. 2-18 Maroon silt layer of quasi-paleosol

对 Km 剖面关键层位沉积物的 OSL 和 ESR 测年结果表明，在距剖面顶 6.5m 处的测得粉砂年龄为 235.6 ka BP，剖面偏下部第一层致密坚硬的粉砂质泥岩测年为 778.6 ka BP，但剖面的顶部、底部未做年代测定。依据测年数据不难看出，Km 剖面出露的地层包括早更新世（Q_1）、中更新世（Q_2）和顶部晚更新世（Q_3）砂土砾石层。

3）*雅丹地层剖面*

库姆塔格沙漠除分布有不同类型的风积地貌外，还分布有大面积的风蚀地貌——雅尔丹，它是干燥地区地质历史时期的河湖相土状堆积物被洪流切割、经风吹蚀形成形态多姿的土丘。雅丹地形除集中分布在沙漠北缘的八一泉、雅丹国家地质公园

(40°30′44″N，93°14′18″E）一带外，在沙漠内部干涸河床两岸也有分布，并在沙丘上见有零星出露。现以考察扎营地大本营北 18km 处沙丘表面出露的个体雅尔丹为例，其地层（剖面方向 330°、出露厚度 18.55m）的岩性、岩相特征自上而下描述如下：

(1) 灰黄色粉砂质与浅棕红色黏土互层，紧实，具水平层理，顶部遭侵蚀。 厚 320cm

(2) 灰黄色粉砂质细砂层，具块状结构，含薄层黏土层。 厚 140cm

(3) 灰绿色细砂层，含锈黄色斑点和植物根管，发育斜层理。 厚 170cm

(4) 灰黄色粉砂质黏土层，具水平层理，致密紧实。 厚 220cm

(5) 灰绿色粉砂质细砂层，质地疏松，分选中等，具槽状交错层理（图 2-19），层系的底界面呈下凹的弧形，并具冲刷面；细层大致平行于层系的底界面。 厚 240cm

(6) 灰黄色粉砂与浅棕红色黏土互层，致密紧实，具水平层理。 厚 140cm

(7) 黄绿色细砂层，质地疏松，具水平层理。 厚 40cm

(8) 灰黄色粉砂质黏土层。致密坚硬，具块状结构。 厚 40cm

(9) 灰绿色细砂层。质地疏松，分选中等，具水平层理。 厚 30 cm

(10) 灰黄色粉砂与浅棕红色黏土互层。致密坚硬，具水平层理。 厚 55cm

(11) 灰绿色细砂层。质地疏松，含植物根管。 厚 25cm

(12) 灰黄色细砂质粉砂层。质地坚硬，具块状结构，含植物根管。 厚 45cm

(13) 浅棕红色的粉砂与灰绿色、青灰色的黏土互层。致密坚硬，粉砂层厚在 20cm 左右，具块状结构，黏土层厚 5～10cm 不等，具水平层理。 厚 140cm

(14) 灰黄色细砂层。质地疏松，分选均匀，无杂质、纯净。 40cm

(15) 灰棕黄色的中砂、粗砂层。含极薄的粉砂质黏土层，具水平层理，含直径 2～3cm 左右的、钙化的植物根套（图 2-20） 厚 170cm

(16) 灰黄色含中砂、粗砂的细砂层。质地疏松，分选中等至较差。 厚度 40cm



图 2-19 雅丹地层中发育的湖滨相槽状交错层理

Fig. 2-19 Cross bedding of lakeshore deposits developed in Yardang stratum



图 2-20 雅丹地层下部中粗砂层中的植物根套

Fig. 2-20 Plant cuff in the medium-sand deposits underlying Yardang stratum

河湖相沉积的雅丹地层的形成时代问题，郑本兴等（2002）依据区域地层对比推测认为，形成于中更新世（Q_1）甚至早更新世（Q_2），雅丹地层之上覆盖着晚更新世（Q_3）的戈壁砾石层；屈建军等（2004）对雅丹地层河湖相沉积物的 ESR 测年数据为 227.2～1 009.4 ka BP，进一步证实了可见厚度的雅丹地层形成时代为中更新世（Q_2）和早更新世晚期（Q_3^1）。

4. 库姆塔格沙漠北缘地层结构

库姆塔格沙漠北缘以一陡坎与阿奇克谷地截然分开，组成陡坎的地层是与库姆塔格沙漠下伏地层相一致的，均为河湖相沉积，实际上就是冲积平原的前缘部分，海拔在 800m 左右。由于是洪积扇的前缘，地形较平缓，源于阿尔金山北麓的出山洪水径流下泄可以伸入扇缘，携带的泥沙物质不断堆积，但受每次洪水期来水量大小变化的影响，一般没有固定的河床常呈游荡型河流，除地形低洼处积水形成典型的湖泊沉积外，主要以冲积相沉积为主。当河床干涸或季节性湖泊消亡后，河湖相的砂物质经风力作用形成风成砂相堆积。因此，在扇缘地带，经洪流作用与风力作用的如此反复，就在以河湖相堆积为主的地层中夹有风成砂相堆积或风成砂透镜体。

在野外考察中，对扇前缘出露厚约 7.5m 的地层剖面做了观察，剖面地理坐标为 40°07′40″N、91°37′10″E，顶部海拔 808m。其岩性、岩性特征（图 2-21）自上而下描述如下：

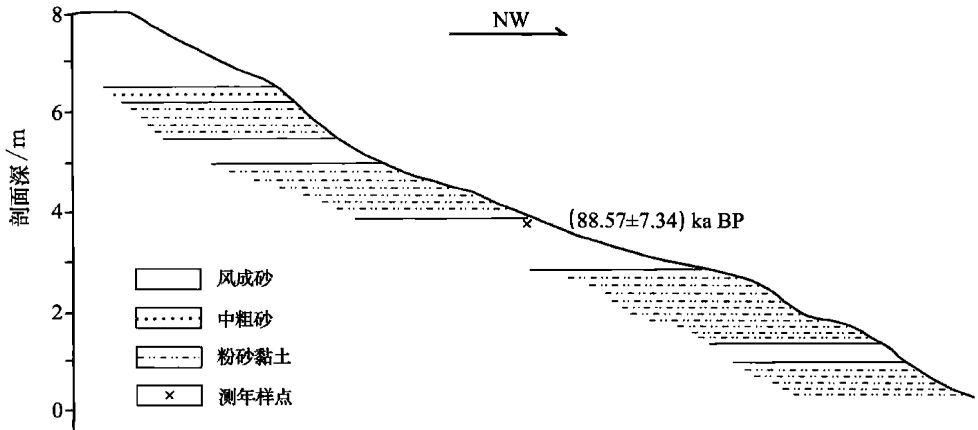


图 2-21　库姆塔格沙漠北缘晚第四纪地层剖面示意图

Fig. 2-21　Sketch map of stratigraphic profile of Late Quaternary in the northern edge of the Kumtagh Desert

（1）灰黄色、灰白色的细砂层。松散，分选均匀，无层理构造。　厚 150cm

（2）土黄色黏土质粉砂层。质地紧实，具水平纹层。　厚 5cm

（3）灰黄色中砂、粗砂层。质地紧实至坚硬，钙质胶结，具水平层理构造。　厚 30cm

（4）土黄色粉砂质黏土层。质地紧实，具水平纹层。该层底部粉砂的 OSL 年龄为 88.57±

7.34 ka BP。 厚 85cm

(5) 灰黄色、灰白色的细砂层。松散，分选均匀，无层理构造。 厚 40cm

(6) 灰黄色黏土质粉砂层。质地紧实，钙质胶结，具水平层理构造。 厚 125cm

(7) 灰黄色中砂、细砂层。松散，分选性中等至较好，无层理构造。 厚 100cm

(8) 灰黄色、灰绿色粉砂质黏土层。质地紧实，具水平层理构造。 厚 160cm

(9) 灰黄色细砂层。质地紧实，具钙质胶结，无层理构造。 厚 30cm

(10) 灰绿色粉砂质黏土层。质地坚硬，具水平纹层。 可见厚度 25cm

据该剖面深 2.70 m 处沉积物的 OSL 年龄 88.57±7.34 ka BP的结果来看，2.70m 之上地层时代属于晚更新世（Q_3）的中、晚期，下部地层可能属于中更新世（Q_2）。结合前述的大本营剖面、Km 剖面以及孤立雅丹地层剖面，整个冲积平原、湖积平原区及其边缘出露于地表的地层，其时代主要为中更新世和晚更新世。在靠近阿奇克谷地的沙漠北缘，原本属于河流下游沉积物汇集区的更新统沉积物厚度并不大，而且出露的地层年龄普遍较老，这可能是由于风蚀作用强烈，晚更新世以来的地层大都被侵蚀，而残留较薄的地层。

5. 沙漠外围风成沉积的地层结构

库姆塔格沙漠外围（以南）的山麓地带，在阿克塞旧县城西南一带山坡上见有3～5m厚的风积黄土，为灰黄色的粉砂，垂直节理发育，黄土剖面中下部含棱角状的小碎屑砾石，受后期人为烧砖等影响原生黄土已被破坏，黄土分布的确切范围和厚度较难确定。南京大学博士生徐志伟等考察时，在阿尔金山北坡缓坡地带发现较多的风积黄土（图 2-22）。苏志珠、董治宝、钱广强在 2008 年 12 月考察时，不仅在阿尔金



图 2-22 阿尔金山北坡风积黄土

Fig. 2-22 Loess deposits on the northern slope of Altyn Mountains

山北坡海拔2 600～3 000m山麓发现有风积黄土，而且在南坡海拔4 000m左右也见有风积黄土。由此不难看出，库姆塔格沙漠外围山麓地带确实存在风成黄土，但原生黄土经后期山洪片流冲刷侵蚀多已不清楚。现仅以阿克塞长草沟一带的黄土剖面为例作

一描述。该剖面位于距阿克塞新县城南约 70km 的阿尔金山北坡海拔约2 670m处[①]，可见厚度约 2m。岩性自上而下描述如下：

(1) 冲洪积的砂土砾石层。砾石层覆盖地表，砾石大小不均，砾径多集中在 2～18cm，呈次菱角状—次圆状，含砂土物质，地表生长低矮灌丛植被。 厚 40cm

(2) 灰色粉砂层。质地均一，较紧实，含植物根系和白色假菌丝体，无层理。 厚 30cm

(3) 灰黄色粉砂层。质地均一，疏松，垂直节理发育，含白色假菌丝体，无钙质结核，与上覆地层呈渐变接触关系。 厚 90cm

(4) 浅棕红色粉砂层。质地均一，较紧实，含白色钙膜，无结核，与上覆粉砂质黄土呈侵蚀不整合接触。 厚 8～10cm

(5) 冲洪积相的砂土砾石层。砾石大小不等，砾径多数为 4～20cm，呈次菱角状至次圆状，主要由变质岩系组成，含灰黑色中粗砂、灰黄色的细砂与粉砂质。 可见厚度 30cm

此外，据董光荣等的考察，在阿克塞-芒崖段的当金山口公路边所见的新第三纪淡棕红色的风成土状堆积物，厚度为 1～2m，主要由粉砂组成。其下伏地层为分选均匀的棕红色风成细砂，并与淡棕红色的风成土状堆积物呈逐渐过渡的接触关系，而上覆地层为半胶结的砂土砾石层。

2.2.2 库姆塔格沙漠地区地层划分与对比

1. 地层时代及其界限的确定

为查清本区晚新生代地层以及沙漠发育时代，重点对含古风成砂的地层剖面进行了年代测定。对含古风成砂的地层时代确定有多种方法：一是依据含古风成砂的地层中古生物化石确定时代；二是对含古风成砂的地层进行古磁性极性年龄测定来确定；三是采用放射性同位素或核辐射剂量测年法（^{14}C、TL、OSL、ESR 等）对古风成砂本身进行绝对年代测定；四是通过古风成砂上、下地层的年代对比予以确定。在考察过程中，由于尚未发现地层中含古生物化石以及未进行地层的古地磁极性年龄样品采集，故对含古风成砂地层的时代确定上述第一和第二种方法有困难，主要采用第三和第四种方法来确定。

就库姆塔格沙漠而言，在 2005 年之前，我国学者一直没有对库姆塔格沙漠开展过综合科学考察（曲耀光，2010），有关晚新生代以来特别是含古风成砂的地层调查研究程度很低，尚无本区地层时代与划分资料。本次考察研究，根据含古风成砂地层的实际情况，本区存在成因不同的两种类型古风成砂，即浅棕红色古风成砂和黄色古风成砂。对浅棕红色的古风成砂采用与已知年代的相关沉积对比进行确定；而对黄色古风成砂主要采用光释光（OSL）和电子自旋共振（ESR）法对地层关键层位进行了绝对年代测定，并与毗邻地区已有地层岩性岩相和时代进行对比，进而确定古风成砂的年龄及其所在地层的时代。为此，在地层沉积相调查的基础上，通过对含古风成砂地层时代的确定和对比，初步建立了库姆塔格沙漠地区晚新生代以来的地层序列（表 2-1），并初步确定了地层界限的时代。

---

①据 2008 年 12 月苏志珠、董治宝、钱广强考察。

本区晚新生代地层划分和界限的确定，主要依据野外调查、关键层位年代测定和与周边地层对比。

传统上，第四系的下限在 2.48 Ma BP。本次考察所观测的地层剖面测年虽没有超过 2.48 Ma BP，但在梭梭沟剖面（图 2-13）中厚度 6～9 m 不等的砾石层之上、下均堆积了较厚的风成砂，砾石层顶部的风成砂石英颗粒获得的 ESR 年龄为（722.6±108.4）ka BP。从地层接触关系和层位对比来看，这套砾石层相当于中更新统（Q_2）酒泉砾岩组或酒泉组的底部。该剖面近底部 75.6 m 深度处粉砂层测得 ESR 年龄为（2 097.7±314.0）ka BP。在沙漠北缘的阿齐克谷地 AK1 钻孔（图 2-23）深 357.5 m 处位于古地磁的松山反极性时/高斯正极性时界面上的年龄约 2.48 Ma BP（林景星等，2005）。据此，不妨将本区第四系下限年龄置于 2.48 Ma BP。尽管在梭梭沟剖面近底部所获得 ESR 年龄数据可能偏老，但仍说明这一带古风成砂的形成时代为早更新世（Q_1）。

表 2-1　库姆塔格沙漠地区晚新生代（上新统—全新统）综合地层划分与分布[①]

Table 2-1　A comprehensive classification of the Late Cenozoic (Pliocene-Holocene) stratigraphy and their distribution in the Kumtagh Desert

<table>
<tr><th colspan="3" rowspan="2">地层系统</th><th colspan="3">岩性特征</th></tr>
<tr><th>山麓台地区</th><th>冲洪积平原区</th><th>湖积平原区</th></tr>
<tr><td rowspan="4">第四系</td><td colspan="2">全新统</td><td>洪积砾石层，风积沙丘沙</td><td>灰黄色风成中-细砂与冲积相粉砂、亚黏土互层沉积</td><td>灰黄色风成中-细砂与河湖相粉砂、亚黏土、黏土互层沉积，含石膏层</td></tr>
<tr><td>上更新统</td><td>戈壁组</td><td>戈壁砾石层，零星的风积沙丘沙</td><td>灰黄色风成中-细砂与冲积相粉砂、亚黏土互层沉积</td><td>灰黄色粉砂质细砂、粉砂、亚黏土、黏土互层沉积，含风成砂以及砾石堆积层</td></tr>
<tr><td>中更新统</td><td>酒泉组</td><td>灰棕色、灰白色砾石层，砂钙质半胶结，含风成砂透镜体和黄土状土，与玉门砾石组平行不整合接触</td><td>灰黄色细砂、中粗砂、粉砂质互层沉积，含风成砂和黏土条带，偶含碎屑砾石层</td><td>灰黄色粉砂岩、亚黏土、棕红色粉砂质泥岩，含厚层风成砂</td></tr>
<tr><td>下更新统</td><td>西域组或玉门组</td><td>灰棕色、灰黑色扇砾岩，砂钙质胶结，质地坚硬，含砂岩透镜体和粉砂岩条带，与第三系呈平行不整合接触</td><td>灰黄色、浅棕黄色粉砂岩、细砂岩互层沉积，含风成砂和砾石透镜体</td><td>灰黄色砂岩、粉砂岩、浅棕红色粉砂质泥岩，含灰绿色泥岩和风成砂沉积</td></tr>
<tr><td>新近系</td><td>上新统</td><td>疏勒河组或阿图什组</td><td>灰黄色、灰棕色砂砾岩、砂岩，夹砖红色块状泥岩</td><td>浅棕红色、灰黄色粉砂岩，含灰绿色、灰白色粉砂质泥岩</td><td>含石膏层的橘红色砂岩、砂质泥岩，与第四系成不整合接触（王永等，1999）</td></tr>
</table>

① 苏志珠. 2008. 库姆塔格沙漠形成时代及成因的初步研究. 中国林业科学研究院博士后出站报告.

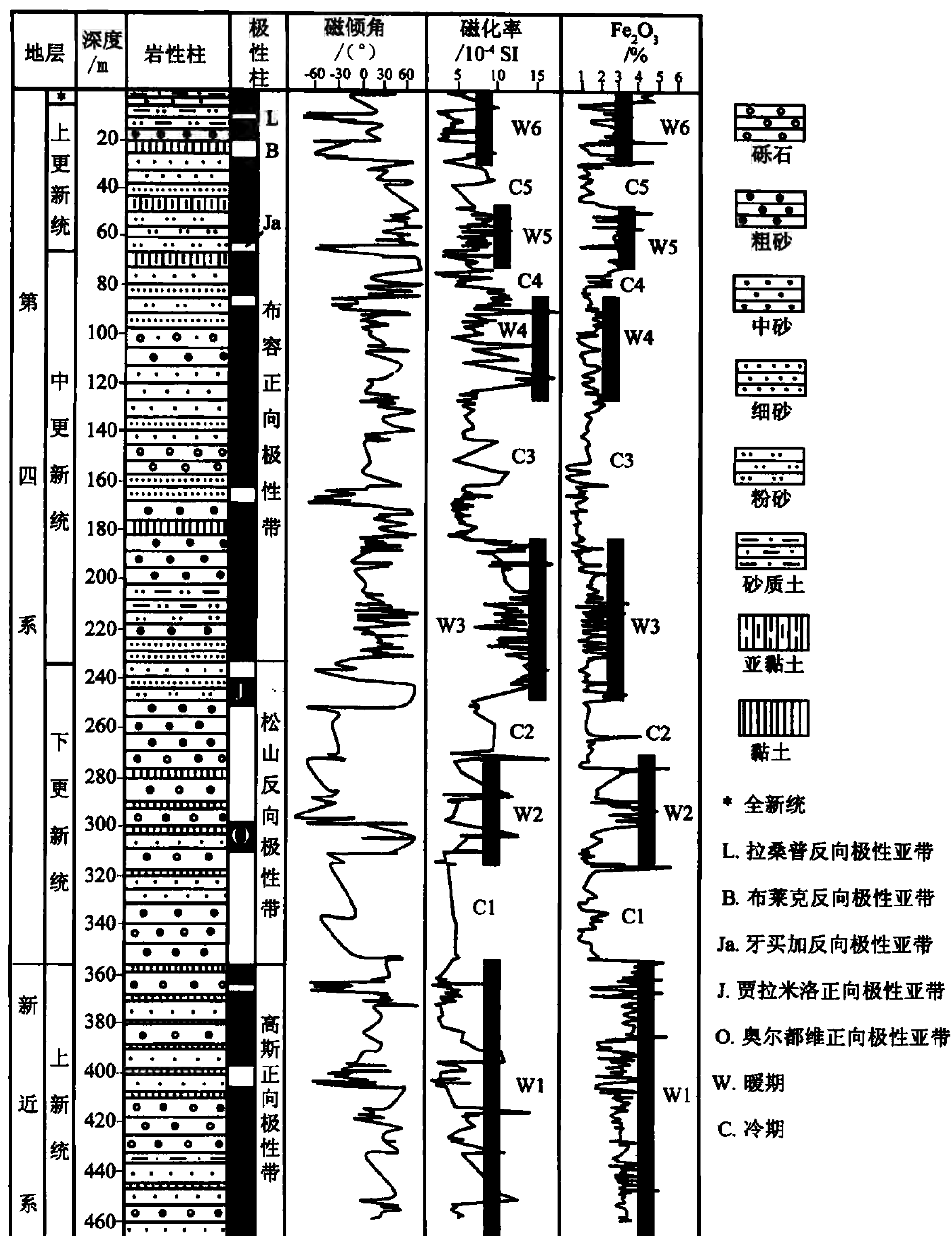


图 2-23　罗布泊阿奇克谷地 AK1 孔综合柱状面（据林景星等，2005）

Fig. 2-23　Column profile of the AK1 drill hole in the Aqik valley, Lup Nur depression (Lin et al., 2005)

在三垄沙雅丹以南的冲积-湖积平原区，大本营剖面（图 2-14）以河湖相与风成砂相互层沉积为特点，尤其是含有两层灰绿色粉砂质泥岩，其上、下层位均为厚度为5～7 m左右的风成砂堆积。在第 1 层灰绿色粉砂质泥岩底部获得（778.6±116.8）ka BP的 ESR 年龄，该剖面偏上部褐红色粉砂 ESR 测得（235.6±35.4）ka BP和（428.1±64.2）ka BP年龄数据。据此说明，在海拔 900m 左右的沙漠腹地地层中古风成砂的形成时代至少在（778.6±116.8）ka BP前的早更新世(Q_1)。

(1) 下更新统(Q_1)/中更新统(Q_2)的界线。在梭梭沟剖面砾石层之下的风成细砂获得 ESR 年龄为 722.6 ka BP，而这套砾石层在沙漠的沟谷中均有不同程度的出露，追索砾石层的分布层位和观察其岩性岩相特征，并与周边地区出露的酒泉砾石层(Q_2)对比，认为大体上是同一时期的产物，这套砾石层可作为划分下更新统(Q_1)/中更新统(Q_2)的标志层。在沙漠腹地大本营剖面(图 2-14)，第一层灰绿色粉砂泥岩底部获得 ESR 年龄为 778.6 ka BP，该层上、下均为风成砂堆积；郑本兴等(2002)、屈建军等(2004)对本区雅丹地层研究后，获得河湖相沉积的地层时代为 227.2～1 009.4 ka BP。对沙漠北缘的阿奇克谷地 AK1 孔的岩芯研究(林景星等，2005)，其分界线在孔深 235.0 m 处，古地磁年龄为 0.73 Ma BP。据此，综合考虑，不妨将下更新统(Q_1)/中更新统(Q_2)的界线置于梭梭沟剖面砾石层底部、大本营雅丹地层剖面中灰绿色粉砂泥岩的顶部较为合适。

(2) 中更新统(Q_2)/上更新统(Q_3)的界线。对本区出露地层的近地表不同深度沉积物测得 OSL 年龄有(99.68±10.52) ka BP。王永等(2001)在八一泉附近与之相对应层位获得 TL 年龄分别为(107.1±8.1) ka BP和(125.0±9.9)ka BP。与我们所测得的数据都属于末次间冰期阶段，说明本区中更新统(Q_2)/上更新统(Q_3)的界线大致位于深海氧同位素曲线第 5 阶段的起始时间 0.128 Ma BP 相接近。

(3) 上更新统(Q_3)/全新统(Q_4)的界线。本区全新世地层偏底部获得的年龄数据在 10.0～7.0 ka BP，而现代沙丘剖面距顶部 3.38 m 处测得 OSL 年龄为（3 870±450）a BP（图 2-16）。对阿奇克谷地 AK1 孔深 8.8 m 层位出现拉桑普反极性亚带，年龄为 11.5 ka BP，而孔深 9.95 m 处测得热释光年龄为 12.4 ka BP（林景星等，2005)。这些年龄数据与深海氧同位素曲线的第 1 阶段约 0.01～0.012 Ma BP相近。据此说明，本区全新统的下限大致在 10.0 ka PB左右。

2. 风沙地貌演化分期

干旱荒漠地区，风沙地貌发育与沙漠的形成有着密切关系，只有沙漠的存在，在风动力作用下才能发育各种类型的风沙地貌。众所周知，地层中古风成砂沉积是沙漠存在的直接证据，而风尘沉积(红土和黄土)则是沙漠存在的间接证据，因为红土和黄土是沙漠外围下风向草原地区同一风营力作用下呈悬浮状态的粉尘堆积，既可以来自附近的库姆塔格沙漠，也可以来自上风向更遥远的其他沙漠地区，只有当库姆塔格沙漠也发现同期古风成砂、红土和黄土才能作为间接的旁证。

对库姆塔格沙漠地区晚新生代地层分布及其沉积相考察的基础上，结合关键层位年代测定与对比，证实了本区存在成因类型不同的两类风成砂和风尘堆积，既有浅棕红色风成砂和灰黄色风成砂，也有棕红色的红色土和灰黄色的黄土。野外考察发现，沙漠外围当金山口红色风成砂与红色土堆积的互层剖面，其红色风成砂物质主要由淡棕红色风成细砂—极细砂组成，分选均匀；红色土状堆积物，主要由浅棕红色的粉砂质组成，无层理构造，分选均匀，无钙质淋溶、淀积现象。浅棕红色的风成砂与上覆的粉砂质红色土呈渐变接触关系的互层现象。在纵向上，浅棕红色风成砂与红色土表现出的互层结构，则说明在横向上也存在红色风成砂与红色土共存的现象。在岩性岩相上，粉砂质红色土状堆积物较中国黄土高原地区的棕红色土颜色要浅，并未见红色土中发育古土壤层和钙质淋溶与淀积现象，色调与库姆塔格沙漠以西塔克拉玛干沙漠腹地麻扎塔格山一带所报道的晚新生代红色土（Sun et al.，2006）相近。同样，浅棕红色的风成砂岩性上也与麻扎塔格剖面相近，无古土壤层发育和缺乏钙质淋溶与淀积现象。麻扎塔格一带红色风成砂岩形成于 7.0 Ma 以来，而黄土高原的西部地区红黏土形成于 22 Ma（Guo et al.，2002）。据物源关系推测，本区红色风成砂可能亦形成于这个时期或稍后，相当于晚中新世（N_1^2）—上新世（N_2）时期。

本区第四纪地层中，无论是古风成砂，还是粉砂质黄土以及地表风成砂，其主色调表现为灰黄色。风成砂主要由中粗砂、细砂和极细砂组成，分选性较差，石英颗粒表面具有风成高能环境下形成的碟形坑、不规则凹坑、麻点等特征[①]。地层中的古风成砂受流水主要是季节性流水等外营力侵蚀影响，不仅厚度小、堆积不连续，而且古沙丘形态保存不明显；黄土主要由粉砂组成，同样受流失侵蚀影响，厚度也较薄。

由于风成砂和黄土都发育于阿尔金山北坡，从冲洪积扇倾斜平原一直延伸到阿齐克谷地、疏勒河谷地和罗布泊洼地，风力侵蚀与流水侵蚀交替作用，且十分强烈，使得本区地层沉积相组合的一个显著特点是：风成砂和黄土分布不连续，常与冲洪积相、河湖相地层呈互层或透镜体夹层形式出现。因此，地层结构的表现，在横向展布上，风成砂和黄土与冲洪积砾石、河流相砂土、湖相粉砂和黏土等镶嵌分布；在纵向上，风成砂和黄土与冲洪积砾石、河流相和湖相砂、粉砂、黏土等互为间层的沉积序列（见 2.2.1 节中不同地貌单元的地层剖面）。

综合上述，岩性岩相特征及其对含古风成砂地层剖面的年代测定和区域对比，揭示了本区浅棕红色风成砂和黄色风成砂分别属于不同时期的沉积物，沙漠的形成时代至少是在晚第三纪的晚中新世—上新世，并经历了晚第三纪和第四纪两大演化时期。

2.3　地貌演化过程及其特征

前述库姆塔格沙漠地区现代地貌分布格局与特征，是经过长期演化而来的。风沙地貌作为地表风蚀、风沙流、风沙沉积、沙丘前移和沙尘扬积等整个风力作用过程的

---

① 苏志珠．2008．库姆塔格沙漠形成时代及成因的初步研究．中国林业科学研究院博士后出站报告．

产物，只要在地质历史时期地表曾经存在，则必然以风成砂的堆积形态在地层中留有痕迹。下文根据对本区组成地貌的物质基础——地层沉积相的分析，着重论述晚第三纪以来地貌的演化过程，并据地层时代的确定和划分对比，将本区地貌（含风沙地貌）演化过程分为晚第三纪时期和第四纪时期两大演化阶段。

2.3.1 晚第三纪时期的地貌演化

白垩纪晚期和第三纪早期，中国大陆长期处于地壳稳定阶段，地势低平，广泛发育准平原。随着喜马拉雅构造运动的发展，中国西北地区出现了塔里木、准噶尔、柴达木等巨大沉积盆地，蒙古高原则长期处于地壳稳定或轻微下沉的状态（中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，1984）。至此以后，中国西北内陆干旱区风沙地貌演化进入一个新的时期。根据野外考察和有关资料，对晚第三纪时期的地貌演化分为晚中新世和上新世两个阶段。

1. 中新世时期的地貌演化

研究表明，库姆塔格沙漠所在的安西-敦煌盆地是中新世（N_1）以来阿尔金山构造带左旋走滑形成的拉分盆地（pull-apart basin）。盆地形成后在外营力特别是流水的作用下，将盆地周围基岩山地风化剥蚀的残一坡积物携带入盆地，堆积了湖泊或河流相沉积物。从天然露头地层来看，从阿尔金山北坡山麓地带到盆地内部的龙城雅丹地区都有分布（东、西方向出露情况未作调查，也未查到有关资料），说明当时宽广的盆地内广泛堆积了河湖相沉积物。沉积物的岩性颗粒普遍较细，少含砾石层，说明，一方面盆地外围山地隆升高度不大；另一方面当时剥蚀夷平的准平原化作用强烈，地形起伏和缓，致使盆地与周围阿尔金山等山体的高差不大。当时阿尔金山的隆升幅度在1 400 m以下，远小于现今青藏高原北缘的高程差3 500～4 000m（陈正乐等，2001）。从河湖相沉积物的物质组成来看，多为褐红色、灰黄色含砾粉砂岩与砂质黏土岩互层沉积，兼有潟湖相的灰绿色亚黏土沉积，在“龙城”雅丹地区灰绿色砂质泥岩中还常有石膏夹层（王树基，1987a）。综合沉积物的岩性、颜色和富含石膏层来推断，当时处于一种相对稳定的构造下沉环境，以暂时性流水堆积为主，较长时间处于水深较浅的氧化环境，浅湖时而干枯，时而出现，气候已呈现干旱化。

据王伴月等（2003）对党河地区新生代地层和脊椎动物化石的研究，中新世之前当河地区地形平缓，主要为斜齿豪鼠、党河铲齿象等动物群。反映当时的气候环境与现今华北地区相似，较干燥。酒泉盆地第三纪地层沉积物中孢粉分析表明，13. 0～11. 5 Ma BP为草原植被的半湿润气候环境；11. 6～8. 6 Ma BP 出现以柏科为建群种的森林植被，气候较温暖湿润；从 8. 60 Ma BP 气候开始干旱，发育草原植被，6. 6～5. 4 Ma BP 为疏林草原与荒漠草原交替出现（马玉贞等，2004）。敦煌盆地南部第三纪地层沉积物中孢粉组合也有类似的特征（马玉贞等，1991）。由动物化石和孢

粉组合这两方面的证据，均显示了库姆塔格沙漠所处的安敦盆地从渐新世晚期、特别是中新世中期 16～11 Ma BP 以来气候干旱化程度明显加剧。考虑到当时古纬度位置偏南，如罗布泊地区在更新世初仍处于 34°以南的位置（王珥力等，1999），地形起伏不大，平均海拔高度仍在1 000 m以下，可能当时起主要作用的是行星风系系统，为副热带高压控制下的亚热带半干燥气候环境。

2. 上新世时期的地貌演化

中新世末-上新世初，库姆塔格沙漠南缘的阿尔金山在 9～7 Ma BP 发生了山体快速隆升，导致盆地进一步下陷，山地基岩风化崩解形成的残、坡积物被暴雨径流携带入盆地内形成了上新世以来的河湖相沉积物，堆积形成的地层相当于甘肃境内的疏勒河组（N_2）。被搬运的砂砾物质沿途随着水动力条件的变化沿途发生明显的沉积分异，在盆地边缘靠近山麓的地带考察时发现，出露地层为灰棕色砂砾层、含砾的灰黄色砂岩以及具厚层块状结构的含砾砖红色粉砂质泥岩，堆积地层微向盆地中心倾斜，表现为洪积相沉积特征；盆地内部则相变为河湖相沉积，在八一泉附近的钻孔资料显示是以肉红色含砾砂岩夹泥岩、灰黄色砂岩、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩互层产出，并与上覆第四系地层呈平行不整合或角度不整合接触。这套地层在罗布泊洼地东北的愚公墩、西南缘的米兰河口、戈边山以及 90°45′E 左右的红土堡一带（汪文先，1986）、以及沙漠北缘魔鬼城和哈拉奇一带均有出露，岩性呈具薄层理的红色泥岩、褐红色粉砂岩，相当于汪文先（1986）在罗布泊一带被命名的上新世红土堡组。同时，在局部地方还见有富含石膏的棕红色砂质泥岩、灰绿色的粉砂质泥岩（王树基，1987a）。总体上来说，这时期的沉积物在盆地中特别是盆地边缘出露较广泛，沉积物多以红色基调为主的含砾砂岩、粉砂岩、泥岩的互层沉积，说明当时基本上是一个整体下沉的陆相盆地，地形坡度较小，表现为河流水量经常变化、水深较浅湖水动荡的冲积相平原-湖积平原的地貌环境，氧化作用强烈形成红色建造，为一套干燥炎热气候环境下的红层建造。

与此同时，由于山地径流水量的变化，源于盆地周围阿尔金山的众多河流摆动侧蚀、下切，使盆地堆积物不断加积，但在未被水淹没或地下水位较深的裸露地段、干涸河床地带，河湖相沉积的砂层经风吹蚀形成沙丘沉积，出现片状沙漠，而砂层中的细颗粒成分被风吹扬在盆地边缘形成黄土或黄土状堆积。在沙漠边缘的当金山口发现的浅棕红色风成砂和红色土互层剖面（与中国科学院寒区旱区环境与工程研究所董光荣研究员个人交流），而沙漠北缘的阿奇克堑谷地八一泉附近见有棕红色的风尘黄土（南京大学鹿化煜教授确认）以及之下的风成砂堆积。尽管在野外考察中没有发现沙漠腹地这个时期古风成砂岩沉积的直接地质证据，但是根据已有的研究资料，不难看出，当时盆地内已出现沙漠沉积环境。前人的研究曾报道了在盆地外围昆仑山、阿尔金山北坡山麓地带发现多处上新世的古风成砂岩沉积（董光荣等，1991）、以及在西域砾岩和第三系阿图什组中见上新世一早更新世的风尘黄土或黄土状粉砂岩夹层堆

积，亚洲内陆风尘源区以外的黄土高原更是记录了8～14 Ma以来较大规模的风尘堆积（鹿化煜等，2004；王先彦等，2006；孙有斌等，2001；宋友桂等，2000），揭示了中新世末期以来内陆干旱化加剧，搬运粉尘的冬季风出现并不断增强。

当时所处的气候环境，可根据盆地内及周边地层的孢粉资料予以说明。据八一泉附近钻孔岩芯的孢粉分析资料，显示上新世时是以藜-蒿-盐麻黄-莎草（灌木草本）-榆-柳为主的干旱疏林草原景观（赵振宏等，2001）；而紧邻的酒泉盆地第三纪地层中的孢粉组合记录了8.60 Ma BP以来气候开始干旱，期间有过暖湿波动，出现疏林草原与荒漠草原交替，但自6.93～2.56 Ma BP以来，总体上植被向干旱型荒漠发展（马玉贞等，2004），指示了亚洲内陆干旱化程度出现逐渐加剧的趋势。邻区的柴达木盆地古湖，形成于渐新世，上新世开始收缩（杨治林，1986），石膏等盐类沉积非常发育（张彭熹等，1991），整个第三纪气候带变动不大，气候环境基本上在亚热带稀疏草原和干旱荒漠草原之间变动（施雅风等，1998），最近在上新世（N_2）河湖相地层中也发现具有风成沙丘沉积构造的风成砂岩沉积，风成砂的ESR年龄为3.1 Ma BP左右（顾延生等，2002）。

由此可见，晚中新世以来古风成砂的发现、风尘红黏土堆积范围的扩大、疏林草原向草原再向荒漠的演替以及沉积物特征等地质证据，说明当时库姆塔格沙漠所处的断陷盆地属于冲洪积、湖积、风成砂沉积“三位一体共存”的干旱型荒漠环境，发育红色沙漠，属于亚热带干旱疏林草原-荒漠环境，但风沙地貌分异不明显。

2.3.2 第四纪时期的地貌演化

这是继晚第三纪之后，库姆塔格沙漠地区风沙地貌演化的一个重要时期。根据沉积物堆积形成的地层时代确定及其划分与对比，这一时期又可分为早更新世、中更新世、晚更新世和全新世4个地貌演化阶段。全新世时期受资料所限，暂不予论述。

1. 早更新世(Q_1)时期的地貌演化

上新世末—更新世初以来，随着印度板块继续向北推挤，使青藏高原开始整体性的强烈隆升，整个高原周边山地环境也发生了巨大的变化，它是晚新生代以来亚洲最重要的地质事件，对东亚地区气候环境产生了深刻的影响。这一事件的开始于3.4 Ma前，现在平均海拔在4 500m以上的高原地形主要是在第四纪才形成的（李吉均等，1979；施雅风等，1998）。受上新世末开始的新构造运动影响，库姆塔格沙漠地区的地貌演化过程明显有别于晚第三纪。

上新世末—更新世初发生的新构造运动，使盆地两侧山地强烈抬升，而盆地内则相对下降，主要表现为上新统地层发生褶皱或被掀斜，山前坳陷堆积了厚层的砂砾石层。对出露的第四纪地层和新构造运动形迹考察发现，靠近阿尔金山北坡山麓地带上新统红层发生掀斜甚至直立以及逆冲到古老基岩之上的现象，堆积的厚层砂砾石层，

相当于甘肃境内下更新统（Q_1）的玉门组砾岩层或新疆境内的西域组砾岩层，从而取代了晚第三纪的粉砂、泥岩沉积，并以平行不整合接触超覆于第三纪地层之上。在盆地内阿奇克堑谷地北侧也表现出上新统地层发生掀斜（王树基，1987b），与上覆的下更新统地层呈角度不整合接触。这次构造运动在甘肃河西走廊地区十分普遍，表现为下更新统（Q_1）玉门组普遍角度不整合于上新统（N_2）疏勒河组之上（曹兴山，2004），个别地方见有假整合或平行不整合。如在阿克塞长草沟中，震旦系地层逆冲到下更新统（Q_1）地层之上，敦煌地区前寒武系地层逆冲到早更新统玉门砾岩之上（郑剑东，1991），酒泉盆地也记录了这次显著的构造运动事件，称之为“玉门运动”（陈杰等，1996）。

对考察中发现的这次构造运动事件，由于我们未做年代学工作，主要根据周边区域地层对比和已由的测年结果（郑洪波等，2002；滕志宏等，1996；赵振宏等，2002；洪里等，1981），并综合考虑第四系下限年龄以 2.48 Ma BP 为界，推测这次构造运动发生的时代大致在 3.5～2.5 Ma BP 之间，与李吉均（1998）命名的青藏运动 A 幕发生时间相一致。这次构造运动的强烈影响，既奠定了沙漠所处的盆地的现代地貌骨架，断陷也形成了现今的阿齐克谷地，盆地边缘山地特别是阿尔金山的强烈隆升也成为盆地新生界重要的物质来源区之一。

早更新世期间，盆地边缘的山地已被抬升到相当的高度，加之北半球第四纪冰期的到来，山地基岩遭受强烈的风化作用使得碎屑物质更加丰富，并在盆地边缘堆积了厚度 20～40 m 不等的砂砾石层，这就是甘肃境内所称的下更新统（Q_1）玉门组砾岩层或新疆境内所称的西域砾岩层。岩性以灰棕色、灰黑色的砂砾石为主，砂钙质胶结，质地较坚硬，砾石成分复杂有碳酸盐系的灰岩、砂岩及变质岩系的花岗岩、片麻岩、板岩等，呈半滚圆状、次棱角状，分选中等至较差，具典型的洪积一冲积扇缘相沉积特征。随着搬运营力的变化、搬运距离的远近以及堆积环境的不同，由山麓带的砾石堆积逐渐向盆地中心相变为含砾砂岩、粉砂岩夹泥岩或偶夹砾石透镜体的沉积地层，整体上从山麓带向盆地中心倾斜，地貌上表现为山前倾斜平原。

由于新构造运动在空间上的差异性，盆地内沉降幅度的不均匀性，下更新统沉积物的堆积厚度、物质来源、沉积相特征都存在明显的差异。据钻孔资料显示，罗布泊一带以及阿奇克堑谷地的北侧和东部在早更新世早期为洪积砾石层堆积，至中期出现湖相沉积；谷地中部八一泉一带以湖相沉积的黏土、亚黏土为主，含洪积的砂砾石和中粗砂（王永等，2001），这里是更新世早期的汇水中心，沉积厚度大，第四纪基底深度最大约 450 m；罗布泊北部的龙城一白龙堆一带，是当时的另一个汇水中心，基底深度达 400～600 m，在早更新世早期为冲积相的砂砾层堆积，中期以来主要为含石膏的灰绿色泥岩沉积（汪文先，1987）。罗布泊湖区深 100 m 的 K1 孔岩芯中还发现河湖相地层中夹有多层细砂岩沉积、以及厚度较薄的多层粉砂岩沉积，均为风成沉积或风尘堆积（王珥力等，1999）。我们的考察发现，在不同地貌部位堆积的下更新统地层中发现含古风成砂沉积，如在小泉沟中游段、梭梭沟中游段出露的下更新统地

层主要为冲积相含砾粉砂、黏土与风成砂互层堆积，顶界地层年龄为（722.6±108.4）ka BP；在湖积平原区见有灰绿色泥岩、棕红色砂质泥岩与厚层风成砂互层堆积，风成砂具大型平板状斜层理或交错层理结构，含钙质胶结的砂质钙板或钙片，灰绿色粉砂质泥岩顶部测得（778.6±116.8）ka BP年龄；同期堆积的砾石层中夹有薄层至中等厚度的风成作用形成的灰黄色粉砂岩条带。从不同地貌部位出露地层的岩性、岩相特征可以看出，下更新统（Q_1）地层的物质组成上主要为山麓相的砂砾石（山麓洪积台地区）、冲积相的含砾砂岩和粉砂岩（冲积平原区）、湖相沉积的黏土、亚黏土（湖积平原区）以及风成相的古风成砂沉积和黄土状土堆积，并出现膏岩夹层沉积，它们在纵向上呈互层交替叠覆的结构，横向上呈逐渐相变关系。由此说明，早更新世期间断陷盆地内河流水量不稳定，河道摆动频繁，发育的湖泊大部分时间处于湖水较浅的沉积环境，没有形成完整的统一大湖。在这样的一个盆地沉积环境中，一方面源自沙漠南、北两侧的阿尔金山和北山等山地河流为盆地输送了大量的砂土碎屑沉积物，形成深厚而疏松的冲洪积相或湖相地层经常暴露于气下环境；另一方面，地层中石膏夹层的出现指示了当时沉积过程中盆地内气候干旱、蒸发强烈，古风成砂发育以及风成粉砂岩或黄土状土堆积，同时，古风成砂中未见钙质淋溶、淀积的成壤现象，指示当时地貌部位较高处沙丘处于活动状态，在地貌部位较低处沙丘常受后期冲洪积相沉积所掩埋，受蒸发作用在沙层中见有膏盐夹层。这些事实说明，当时已明显地受到反气旋性风系的寒冷干燥冬季风作用。对地层中孢粉分析表明，孢粉组合主要为蒿属、藜科、麻黄属等荒漠植物成分，伴有云杉、冷杉、桦、榆、钻天柳等种属，为偏干寒的稀疏草原环境（汪文先，1986），同时也出现过含喜暖湿的栎、鹅耳枥、椴、胡桃等阔叶树种的森林草原环境（阎顺等，1989），反映出气候的冷暖、干湿波动，并向干旱化发展。综合这两方面来看，当时盆地内地表沙物质丰富、气候干旱，风沙地貌发育，所以，盆地内从南到北的横断面上不同地貌部位见有古风成砂的发育以及砾岩中夹黄土状土的风成粉砂岩，充分说明当时盆地内已发育沙漠、呈零星分散状，受山地径流冲积相覆盖、掩埋、削平作用影响，没有形成集中连片的沙漠。对古风成砂沉积构造的观测和层理的测量发现，当时沙丘发育的主导风向为东北风、次为西北风，与现今沙漠地区的主导风向相一致。这也说明，从早更新世（Q_1）以来，控制现代库姆塔格沙漠地区的地面盛行风系——西伯利亚/蒙古高压反气旋性风系就已经形成，并产生深刻影响。

值得指出的是，根据文献检索发现了一个有意义的早更新世地层剖面。1980～1981年中国科学院新疆罗布泊综合考察队考察时，在红柳沟以西的米兰河一带发现一处典型的下更新统（Q_1）地层剖面。剖面可见厚度达300m多，岩性以细砂岩为主，呈灰褐色或灰白色，下部厚层状斜层理及水平层理十分发育，中上部为厚20～30 cm的薄层状砂、泥岩互层，顶部含细砾砂岩。依据层位对比，将其确定为与山麓相西域砾岩同时代的下更新统（Q_1）之河湖相沉积（汪文先，1986）。尽管我们考察没有到达这一带，依据沉积学理论、沉积结构与构造特征（王正瑛等，1988）和野外实践经验

初步判断，这套厚层状斜层理和水平层理十分发育的细砂岩极有可能是风成沙丘砂沉积。其理由是：水动力条件下形成的斜层理厚度一般较薄，通常小于 1m，最厚也不过数 10m；层系下界面通常见有冲刷现象；细层平均倾角介于 15°～25°；流水动力条件下形成的水平层理常见于黏土岩、泥质粉砂岩及石灰岩中，通常是细粒沉积物在水动力微弱的介质或静水环境中形成；组成水平层理的细层面上常伴有冲刷现象；沿层理剥开面可见剥离线理构造；游荡性河流或浅湖滨地带发育的层理多为槽状结构层理；风成作用形成的不对称新月形沙丘迁移过程中也可以形成槽状交错层理，一般很少见；至于细砂颜色呈灰褐色或灰白色，主要取决于它的矿物成分和沉积环境；组成沙丘的所有风成砂颜色也不都是灰黄色或浅棕黄色的；风成层理中不夹泥质物质。凡此种种沉积相特征，都是区别流水介质和风动力介质环境的重要标志。如果这种判断成立的话，说明在更新世早期，盆地西端也有古风成砂的发育，进一步佐证了我们野外考察得出的结论，当时盆地内发育的风沙地貌已有一定规模。

2. 中更新世(Q_2)时期的地貌演化

本区在早更新世末/中更新世初发生了一次重要构造运动事件，表现为下更新统地层被掀斜或与中更新统地层呈角度不整合接触。在阿尔金山北坡山麓地带的小泉沟考察时，发现下更新统砾石层与中更新统砾石层之间存在一个明显的侵蚀面，呈平行不整合接触，与下伏的下更新统(Q_1)砂砾石层有明显区别，上部砾石颗粒粗大、呈半胶结一松散状，分选较差，岩性成分较下部要复杂，砾石层内含风成砂质透镜体。根据地层追索和层位对比，这套砾石层可与甘肃境内中更新统（Q_2）酒泉组砾石层相对比，并在梭梭沟剖面砾石层底部获得 722.6±108.4ka BP 的控制年龄，至少说明砾石层堆积开始的时间在 0.72 Ma 左右，也代表这次构造运动发生的时间。青藏高原 0.60 Ma 前后发生了强烈的隆升（魏新俊等，1993；潘保田等，1994）；祁连山东段沙沟最高的第 5 级阶地之上堆积了黄土，测年表明 0.83 Ma 时发生了明显的构造运动，之后 0.64 Ma 时为沙漠大扩展时期（邬光剑等，2001）；这次构造运动事件在甘肃河西走廊地区的各盆地边缘都有构造形迹体现，发生的时间主要集中在 0.55～0.80 Ma 之间（曹兴山等，2004）；阿奇克堑谷地北侧表现为中更新统（Q_2）河湖相地层与下更新统冲积相砂砾层呈角度不整合接触（王永等，2001），罗布泊一带早更新世湖相地层产状发生改变，于上覆中更新统地层呈角度不整合接触；在酒西盆地，玉门砾岩和酒泉砾岩之间呈角度不整合接触，接触面年龄为 0.93～0.84 Ma，反映这时期发生了强烈的构造运动（赵志军等，2001；方小敏等，2004）；陈杰等（1996）研究后认为这次构造运动是发生在 0.85～0.73 Ma，并称之为“酒泉运动”。不难看出，对构造运动发生时间的确定在空间上存在差异，但大体上还是接近的、具有对比性，可能是发生在 1.1～0.6Ma BP 时期“昆仑-黄河运动”在不同区域的响应。

受新构造运动的影响，阿尔金山构造带也发生左旋走滑抬升，并由中新世海拔不足1 500m的高度（陈正乐等，2001），急剧隆升到现今3 500～4 000m以上的海拔高

度（黄立功等，2004），而盆地则相对沉降，地形起伏高差加剧，来自山地寒冻风化、剥蚀等作用形成更加丰富的碎屑物质不断地被流水等外营力搬运至盆地内。在盆地边缘山麓带堆积了厚度20～40m不等的酒泉组（Q_2）砂砾石层，具洪积扇缘相沉积特征，比砾石小的细粒物质被搬运的较远，形成了从山麓带向盆地中心方向依次为洪积相砾石层、冲积相含细砾石的粉砂与黏土层、以及湖相的黏土与亚黏土层，它们是具沉积分异规律的同期相变堆积物，并在沿途搬运、堆积过程中将早期形成的风成沙丘破坏、削平、侵蚀、再搬运。由这些物质组成的中更新统（Q_2）地层多以平行不整合或角度不整合超覆于下更新统（Q_1）地层之上，均向盆地方向倾斜，形成叠覆的洪积扇和冲积倾斜平原的地貌组合，之上被风成沙丘所覆盖。从野外考察来看，阿尔金山北坡山麓带到阿奇克堑谷地边缘，至少有三级阶梯状的地形，这反映了盆地边缘山体阶段性的隆升过程。

根据野外考察和地层沉积相分析，在现在被沙漠所覆盖的倾斜平原地区，出露的中更新统地层在垂向上表现为冲积相、湖相与风成砂相互为叠覆的结构，而在横向上表现为河湖相与风成相共存的镶嵌分布状态；在山麓地带主要为洪积相砂砾石层，见有风成砂质透镜体；在河湖相地层中含石膏盐类沉积。不同成因类型的中更新统（Q_2）地层中均见有古风成砂沉积或砂质透镜体发育，以及在高台地上见有具垂直节理十分发育的黄土状土堆积。与下更新统地层（Q_1）相比，具有古风成砂层数多、厚度大（见有20m多厚）、沉积构造显著、发育典型的风成斜层理和交错层理、古沙丘形态保存清晰、沙丘砂不含植物残体、以及河湖相与风成砂相频繁交替、未见固定一半固定沙丘砂相沉积等特点。地层中出现大量膏质泥岩、石膏沉积，说明当时气候已很干旱、蒸发强烈；孢粉分析结果也证实了这一点，当时植被以荒漠与荒漠草原更替为主（阎顺等，1998），为干旱荒漠气候环境。由此可见，中更新世盆地内河流水量变率大、河流频繁摆动迁移、沙源丰富、气候干旱，是以流动沙丘为主的沙漠大发展时期，各种风沙地貌类型竞相发展。

中更新世为沙漠大扩展时期，并不意味着盆地内全部为流动沙漠所占据，仍是河流或旱谷、湖泊或沼泽、沙漠并存的沙漠沉积环境体系，地层沉积相特征已经证明了这一点。由于受基底构造的控制，在晚第三纪以来构造运动的差异性以及阿尔金山构造带左旋走滑的影响，形成目前所见到南升、北降具掀斜式的不对称断陷盆地，并在山前发育了坡度较陡的洪积扇、冲积倾斜平原以及低洼处的湖积平原。沙漠在发育过程中，流动沙丘最先出现在那些干涸河床形成的高阶地面、地下水位较深的高河漫滩或湖岸阶地面上，特别是洪积-冲积扇体的后缘部位，而在构造相对下沉的地方形成深厚的河湖相沉积，通常是湖泊、沼泽和草丛沙丘发育。目前，阿齐克谷底所见到的干涸湖盆、草灌丛（红柳、芦苇等）沙丘就属于这种情况。

事实上，中更新世也是盆地内低洼地区湖泊大发展的时期，当时罗布泊古湖在东部湖湾宽约50～60km，向东延伸到93°15′E或更东（屈建军等，2004），王永等（2001）的研究也认为，中更新世晚期湖相沉积范围扩大，是罗布泊古湖大发展时期。

这似乎与该时期沙漠的大发展出现难以解释的矛盾现象？其实不然，这可以从地层沉积相反映的古气候变迁与盆地沉降的差异性上得到合理的解释。

沙漠所处的断陷盆地自形成以来，罗布泊洼地及阿奇克谷地成为盆地的坳陷中心，始终是海拔最低的汇水地带。河湖相地层堆积的同时也出现风成砂沉积夹层，岩性表现为灰黄色细砂、青灰色细砂、浅棕红色粉砂、黏土互层沉积，说明随着气候的冷暖、干湿波动，始终处于水深较浅的沉积环境，河流或湖泊时而干涸、时而出现。据物探资料表明，当时盆地沉降中心仍在罗布泊洼地、阿齐克谷地八一泉附近，中更新统地层厚 160～240m 不等（赵振宏等，2001），从钻孔资料来看，地层堆积的厚度中更新统较下更新统要厚，罗布泊地区主要以湖相沉积为主，阿齐克谷地主要以河流相沉积为主。在考察中未发现深水湖相地层发育，前人对罗布泊地区的研究也未报道过。目前，在雅丹国家地质公园一带出露的地层在地貌上呈雅丹地貌，构成地层的沉积物虽以河湖相为主，但仍有许多风成砂相沉积。其组成的地层主要为中更新统（Q_2）甚至早更新统（Q_1），ESR 年龄数据为 227.2～1009.4 ka BP（郑本兴等，2002；屈建军等，2004），我们对其测年也获得 235.6±35.4 ka BP、345.3±51.8 ka BP、428.1±64.2 ka BP、778.6±116.8 ka BP的数据，反映了中更新世（Q_2）既是河湖相地层发育的主要时期，也是沙漠的大发展时期。这主要与受全球冰期-间冰期气候波动的影响有关，特别是中更新世大间冰期的影响至深。阿齐克堑谷地 AK1 孔岩芯中环境指标所反映的第四纪以来气候变化曲线（林景星等，2005）就已说明了这一点。尽管中更新世间冰期或暖期的出现意味着西伯利亚一蒙古高压反气旋性风系向北大幅度的撤退，冬季风作用减弱夏季风影响增强，但本区当时已处于深居内陆、距海遥远的纬度位置，暖湿的东南和西南夏季风即使到达这里也为强弩之末，加之盆地周围高原、山地高耸的屏障作用，以及暖湿气流越山后的焚风效应等形成的自然环境却是十分干旱的，而增温与降水极不匹配，在缺少地表水和地下水位较低的广大地区很难出现生草成壤化过程，在地下水位较深的地貌部位和干涸河湖床及其高河漫滩、阶地地貌部位，必然存在大量风成砂堆积。由于受间冰期增温的影响，盆地周围高原、山地冰川积雪冻土消融，出山径流下泄，河水充溢，河流水量大增，搬运能力增强，携带大量风化碎屑物质涌入盆地形成泛洪堆积，盆地内低洼地方也发育了大量河湖相堆积。地层结构上显示，当时是冲洪积砾石、风成砂、粉砂、黏土等共存的沉积环境，在纵向上表现为互层，而在横向上则为同期异相沉积。所以说，中更新世是湖泊的一个大发展时期，也是本区各种类型的风沙地貌竞相发展的重要时期，地势低洼地区形成的河湖相沉积物为形成现在所看到的雅丹地貌景观奠定了物质基础。

我国著名的自然地理学家施雅风先生的研究也表明，中更新世是我国西北内陆地区沙漠大扩展的时期（施雅风等，1998）。中更新世初，青藏高原隆升到海拔3 500m左右，高原边缘山地达到4 000m以上的海拔高度，并与轨道要素引起的全球降温相耦合，使青藏高原全面进入冰冻圈，高原上冰川积雪与冻土大规模发展，削减了地表

植被盖度，增加了地表反照率，加强了高原冬季风对高原内部及外围地区的影响，强烈的高原冬季风吹向阿拉伯海，海表温度降低，从而又削弱了夏季风，使得高原表面主要是西部更加干旱，同时也加剧了高原西北侧地区的干旱程度，使得沙漠大规模地发展（图 2-24），风尘黄土堆积的厚度加厚、粒度逐渐变粗、沉积范围不断扩大。

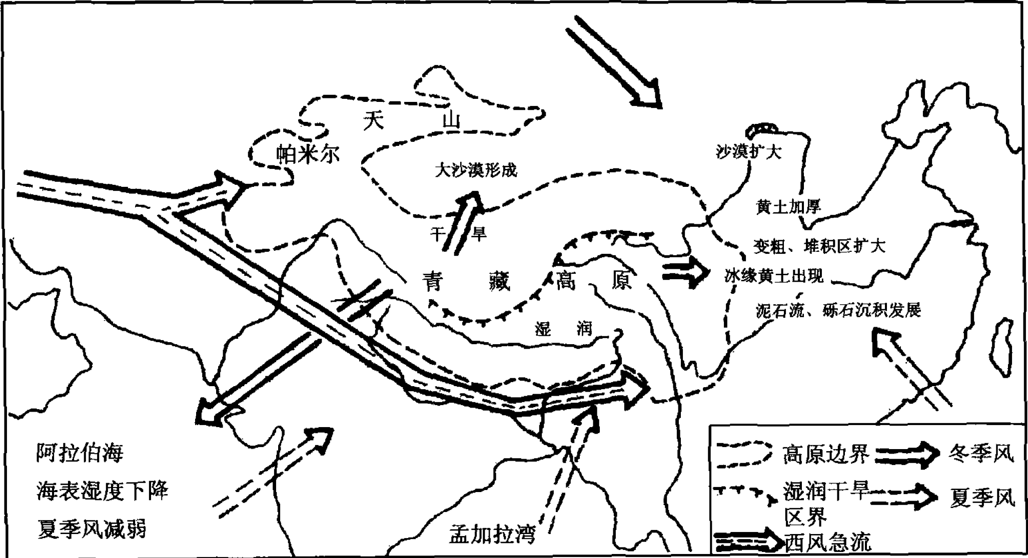


图 2-24　青藏高原进入冰冻圈对环境影响示意图（据施雅风等，1998）

Fig. 2-24　Sketch map showing environmental impact on cryosphere caused by the uplift of Qinghai-Tibet Plateau (Shi et al. , 1998)

3. 晚更新世(Q_3)时期的地貌演化

自中更新世大间冰期广泛堆积河湖相地层以来，受构造运动和冰期气候的耦合影响，在冲积平原和湖积平原地带出现以粗碎屑河流相或洪积相为主的堆积。此时，阿奇克堑谷地多以冲积相沉积为主，罗布泊北部地区普遍发生抬升、发育冲积相，南部也由早期原来的湖相沉积转变为以膏盐沉积为主的化学沉积，并在阿奇克堑谷地见有上更新统与中更新统之间呈不整合接触（王永等，1999；2001）；王珥力等（2001）研究罗布泊洼地成因时，也认为 NNE 向断裂形成于中更新世晚期—晚更新世；晚更新世以来阿尔金山构造带左旋走滑，造成疏勒河洪积扇的水平位错[①]；而在盆地边缘山麓地带的小泉沟、梭梭沟一带，中更新统砾石层被流水侵蚀切割形成一般高出现代干涸河床 20～100m 不等的、呈洪积高台地的正地形，之上覆以晚更新世（Q_3）的风成沙丘或洪积戈壁砾石层；在多

① 王萍 . 2003. 甘肃疏勒河冲积扇发育对构造活动的响应——兼论阿尔金断裂东段新构造活动特征 . 中国地震局地质研究所博士论文 .

坝沟一带早/中更新统河湖相地层中有错断现象，断层面倾向 NW。这表明中更新世堆积之后的新构造运动仍在继续。但构造运动的规模相对较小，断陷盆地的地貌轮廓在这之前已奠定。这一时期的新构造运动是在继承老断裂基础的新近构造活动，如盆地周边的地震至今仍在活动（王树基，1987b）就是明显的证据。受这期新构造运动的影响，阿奇克谷地以南早、中更新统河湖相地层被抬升成陡坎（高 20～40m 不等），形成库姆塔格沙漠与谷地之间的明显分界线，推测可能是在继承民丰-且末大断裂东部延伸基础上的新近断裂活动，从而进一步下陷形成了今日之阿奇克堑谷地的面貌。据地层接触关系和一些测年数据推测，这期新构造运动发生的时间在中更新末/晚更新世初。其证据是：罗布泊北部龙城、白龙堆一带雅丹顶部河湖相地层的热释光测年为 95～100 ka BP（王永等，1999；2001）；阿奇克谷地以东组成雅丹地貌的河湖相地层之层间滑动构造的 ESR 年龄为 227.1 ka BP（屈建军等，2004）；我们在距雅丹国家地质公园 50km 处的河湖相地层顶部获得 ESR 年龄为 235.6 ka BP，对雅丹湖相地层之上堆积的砾石层之下细砂测得光释光年龄为 82～100 ka BP；冲积倾斜平原中后缘地带的梭梭沟剖面距顶部 2.90 m 处获得 158.6 ka BP年龄数据，似乎暗示了河谷下切形成目前所见峡谷的开始时间；阿奇克谷地以东及其沙漠腹地出露的雅丹地层，表面普遍堆积了晚更新统（Q_3）砾石层。这些测年数据表明，这期新构造运动发生的时间约在 200～100 ka BP。已有研究成果也表明，甘肃河西走廊地区 200 ka BP前后发生的新构造运动较明显，尤以安西、敦煌一带，并命名为“鸣沙山运动”（曹兴山等，2004），与青藏高原及其周边地区 0.15 Ma 前后发生的“共和运动”相当。受这期构造运动的影响，不仅山麓地带的小泉沟、梭梭沟一带中更新统砂土砾石组成的洪积台地、冲积倾斜平原被切割形成百余米深的峡谷，而且在多坝沟见有早、中更新统地层被抬升形成高阶地，甚至形成低缓的分水岭地形，晚更新统河湖相地层则形成低阶地。加之，受中新世以来阿尔金构造带左旋走滑作用的影响，已形成了库姆塔格沙漠所处的断陷盆地是南高、北低的整体地势轮廓，在这种构造轮廓的控制下，源自阿尔金山的暴雨洪水径流、特别是末次间冰期时山地冰川积雪大量消融，来水量大增、河水充溢，下泄的径流在早期形成的冲洪积扇面上奔流直下，下切侵蚀切割了中更新统、甚至下更新统地层，形成许多近南北向（随机测量走向多在 160°～230°之间）的垄岗相间地形。而在阿齐克谷地以东一带，除有被切割形成的近南北向垄岗地形外，还有呈东西向分布的垄岗相间地形，可能是源自北山的暴雨径流和古疏勒河的流水作用与叠加的风力塑造而成的。而源自阿尔金山的暂时性洪流向北流动过程中在冲积扇面上流动还具有游荡性质，形成了目前在沙漠腹地偏北部仍可见到裁弯取直形成的离堆山式的土丘、以及河床边滩相砂土砾石堆积和河床弯道处河床相砾石堆积，对砾石堆开挖观察见有河床相砾石的叠瓦状构造现象，这就不难理解库姆塔格沙漠中所见到的长条状砾石梁、不规测的砾石滩、圆锥状砾石锥等不同形态的砾石堆积体地貌。由此可见，在由早/中更新世地层组成的冲洪积扇

上，这些垄岗状地形的形成主要与暂时性洪水径流的冲刷、侵蚀切割塑造有关，似乎与构造没有直接关系，考察中也未见沙漠下伏地形被扭曲的现象。在风力作用下，这些垄岗相间分布夹风成砂的河湖相地层经流水和风力差别侵蚀被不断地塑造成与主风向 EEN 相平行或呈一定夹角的形态各异、高低起伏、颇为壮观的雅丹地貌景观。

与此同时，本区晚更新世冰期时受干冷的反气旋性冬季风强烈作用，在沙漠腹地偏北一带中更新统河湖相地层之上见有发育厚达 20m 左右的沙层，罗布泊洼地进入石膏盐岩沉积阶段，反映这时期气候十分干燥、寒冷。由于近地面东北风盛行，组成雅丹的河湖相地层之顶部堆积的晚更新统砂土砾石层中的细颗粒物质被风吹蚀殆尽，仅残留粗颗粒的砾石层，起到保护雅丹地貌遭受进一步侵蚀的作用。被风吹蚀的细颗粒物质除部分以悬浮形式在下风向生草环境地带或盆地周围的山麓的地带堆积形成黄土（笔者在阿克塞-当金山口海拔4 640m处曾见有 120cm 厚的黄土堆积）状土外，大部分以风沙流形式向下风向沙区堆积，成为沙漠沙的重要物源。当流沙不断地在近地面前移堆积，使沙垄不断加积增高，受垄岗状下伏地形的影响，沙垄与宽窄、深浅不一的垄间丘间地形成在平面组合上呈排列整齐的“羽毛状沙丘”为该沙漠所独有的一种地貌类型。

进入末期冰期的盛冰期时，研究区内不仅各种类型风沙地貌竞相发育，而且在河流阶地剖面中见有砂土楔（图 2-25）冰缘地貌发育，砂土楔内充填的沙物质 OSL 测年为 17.5±1.5 ka BP（由南京大学 OSL 实验室测定）；南湖戈壁砾石层中也见有充填风成砂的砂楔发育（2006 年作者考察时所见），在沙漠南缘海拔1 467m的山麓的砂砾质地表还发现有新冰期作用形成的草多边形土（图 2-26）现象。据近年来在河西走廊发现的砂土楔（王乃昂等，2000），其发育时代主要为盛冰期。充分说明盛冰期时，山地冰川扩展前伸，冻土面积扩大，气候更加寒冷干燥，风力强劲。由于受风力的控制，断陷盆地内的沙丘移动方向主要是由北向南，结果使沙漠北缘成为主要的风蚀地分布区；沙漠腹地多形成新月形沙丘或复合型新月形沙丘链；而在沙漠的南缘，由于气流受阿尔金山阻挡回流的下山风影响，多形成金字塔沙丘。在低洼的地方仍会有暂时性积水形成浅湖相沉积、或是生机勃勃的绿洲，如西湖绿洲。但即使在全球性冷暖气候波动影响下，晚更新世以来气候存在暖期（如全新世大暖期），盆地增温干燥，引起冰雪消融增加出山径流量，在盆地低洼处出现河湖相沉积，也仅是为嗣后接踵而至的冷期风沙活动增添了更多新的物质，且始终未能改变这一地区气候干旱的趋势。古气温推算，在晚更新世时夏季平均气温在 30°以上、地面温度达 70°以上（刘成林等，2003；2006），与现代气候环境基本一致，全新世期间更是风沙活动盛行。可见，晚更新世以来，日趋干旱的气候，断陷盆地周围山地冰川也萎缩后退，干旱荒漠景观已与现今接近，除河、湖以外地方以流动沙丘为主的风沙地貌一直在不断发展。



图 2-25　河流阶地地层中发育的砂土楔

Fig. 2-25　Sandy clay wedge developed in the stratum of stream terrace

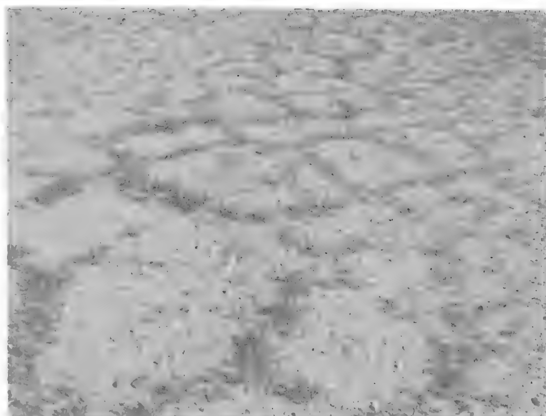


图 2-26　沙漠南缘海拔1 467m砂砾质地表的草多边形土

Fig. 2-26　Grass polygons formed on sandy gravel surface at an elevation of 1 467m at the southern edge of the Kumtagh Desert

综上所述，库姆塔格沙漠地区晚第三纪和第四纪时期的地貌-沉积环境是明显不同的。总体上，晚第三纪为亚热带干旱炎热的荒漠环境，发育红色沙漠；进入第四纪时期，受全球冰期气候波动和新构造运动的影响，始终是干冷和干暖的荒漠环境，为冲坡积砾石、砂土、风成砂相、河湖相共存的地貌一沉积环境，发育了黄色沙漠，特别是晚更新世以来发育了各种类型的风沙地貌，并形成了今日之库姆塔格沙漠面貌。

2.4　小　　结

在对库姆塔格沙漠初步考察的基础上，结合前人在沙漠周边所做的研究工作，对本区风沙地貌发育的古地理环境得出 5 点初步认识：

（1）库姆塔格沙漠的基底既是塔里木地台的东延部分，隶属于塔里木地台二级构造单元的哈拉诺尔台拗，也是阿尔金山构造系中安西-敦煌断陷盆地的西延部分。基底的形成随塔里木盆地的形成演化和阿尔金山断裂带的隆升也经历了复杂的演化过程。

（2）库姆塔格沙漠所在的安西-敦煌盆地，在性质上属于阿尔金山左旋走滑作用形成的拉分盆地，主要形成于中新世晚期，上新世末/更新世初以来的构造运动进一步使盆地形成今日之面貌。盆地周边活动断裂的分布和活动方式，控制着这一地区内晚新生代沉积物的分布、沉积类型、厚度、盖层变形，进而对盆地内外主要地貌类型的形成和演化起着决定性的作用。

（3）地层沉积相记录、区域地层对比以及地层中古风成砂的绝对年代测定结果，表明库姆塔格沙漠至少形成于晚第三纪的晚中新世—上新世，并经历了晚第三纪和第四纪两大演化阶段。

(4) 晚第三纪期间，库姆塔格沙漠地区为亚热带环流控制的半干燥疏林草原至干燥荒漠草原环境，气候干燥炎热，发育红色沙漠；第四纪期间，受冰期一间冰期气候波动影响，气候始终为干冷与暖干交替变化，发育黄色沙漠。

(5) 库姆塔格沙漠的形成，与地处青藏高原北缘、深居亚洲内陆、距海遥远的地理位置有关，是随青藏高原不断隆升的新构造运动和冰期气候波动耦合作用的结果。冬季（或冰期），处于西伯利亚-蒙古高压反气旋性风系的腹部，气候寒冷、干燥；夏季（间冰期），处于高原北侧气流辐射下沉补偿区，气候干燥、炎热；加之，青藏高原大地形引起西风急流发生分支绕流，绕行高原北侧的北支西风气流终年呈反气旋性质，导致库姆塔格沙漠地区终年气候干旱，为沙漠的形成及其各种类型的风沙地貌发育提供了必要条件。

参 考 文 献

柏道远，孟德保，刘耀荣等. 2003. 青藏高原北缘昆仑山中段构造隆升的磷灰石裂变径迹记录. 中国地质，30 (3)：240－246.

曹兴山. 2004. 甘肃第四纪地层的划分. 甘肃地质学报，13 (1)：16－37.

陈杰，卢演俦，丁国俞. 1996. 祈连山西段及酒泉盆地区第四纪构造活动的阶段划分. 第四纪研究，(3)：263－271.

陈正乐，万景林，王小凤等. 2002. 阿尔金断裂带 8 Ma 左右的快速走滑及其地质意义. 地球学报，23 (4)：295－300.

陈正乐，张岳桥，王小凤等. 2001. 新生代阿尔金山脉隆升历史的裂变径迹证据. 地球学报，22 (5)：413－418.

崔军文，李朋武. 1999. 阿尔格山地区首次发现推覆构造. 地质评论，(4)：448.

董光荣，陈惠忠，金炯等. 1991. 塔克拉玛干沙漠南缘新生代古风成砂. 见：中国第四纪冰川与环境研究中心、中国第四纪研究委员会编. 中国西部第四纪冰川与环境. 北京：科学出版社.

董光荣. 1997. 塔克拉玛干沙漠第四纪地质研究的新进展. 中国沙漠，17 (1)：77－79.

方小敏，赵志军，李吉均等. 2004. 祈连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. 中国科学 (D辑)，34 (2)：97－106.

顾延生，蔡雄飞，张克信. 2002. 祁连山东南缘新生代沉积环境变迁及其意义. 地学前沿，9 (1)：94.

郭召杰，张志诚. 1998. 阿尔金盆地群构造类型与演化. 地质论评，44 (4)：357－364.

国家地震局《阿尔金活动断裂带》课题组. 1992. 阿尔金活动断裂带. 北京：地震出版社.

国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 1998. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京：地质出版社.

国家地震局广州地震大队. 1977. 中国大构造概要. 北京：地震出版社.

虢顺民，向宏发. 1998. 阿尔金构造系渐新世-中新世以来断裂左旋位错时空分布规律研究. 地震地质，20 (3)：9－18.

洪里，祁国运，吕守安等. 1981. 新疆第四纪地质概要. 见：中国地质学会，新疆地质学会编. 新疆第四纪地质及冰川地质论文选集. 乌鲁木齐：新疆人民出版社.

黄汲清，任纪舜，姜春发等. 1980. 中国大地构造及其演化——1：400万中国大地构造图简要说明. 北京：科学出版社.

黄立功，钟建华，郭泽清等. 2004. 阿尔金造山带中新生代的演化. 地球学报，25 (3)：287－294.

李吉均，方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报，43 (15)：1569－1574.

李吉均，文世宣，张青松等. 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学，(6)：608－616.

林景星，张静，剧远景等. 2005. 罗布泊地区第四纪岩石地层、磁性地层和气候地层. 地层学杂志，29 (4)：

317—322.
刘成林，陈永志，陈伟十等．2006. 罗布泊盐湖更新世晚期沉积钙芒硝包裹体特征及古气候意义探讨．矿物学报，26（1）：93—98.
刘成林，焦鹏程，王珥力等．2003. 新疆罗布泊盐湖上升卤水流体及成钾意义．矿床地质，22（4）：386—392.
刘永江，Franz Neubauer，葛肖虹等．2007. 阿尔金断裂带年代学和阿尔金山隆升．地质科学，42（1）：134—146.
鹿化煜，安芷生，王晓勇等．2004. 最近 14 Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据．中国科学（D辑），34（9）：855—864.
马文忠，宋春晖，赵彦德等．2006. 阿尔金山北麓晚新生代沉积特征及其对构造活动的响应．甘肃科学学报，18（1）：30—34.
马玉贞，方小敏，李吉均等．2004. 酒泉盆地晚第三纪—第四纪早期植被与气候变化．中国科学（D辑），34（2）：107—116.
马玉贞．1991. 甘肃敦煌盆地南部第三纪孢粉组合．微体古生物学报，8（2）：207—225.
穆桂金．1994. 塔克拉玛干沙漠的形成时代及发展过程．干旱区地理，17（3）：1—9.
潘保田，李吉均，周尚哲．1994. Discovery and Significance of Ice Wedges During Penultimate Glaciation in the Qinghai-Tibetan Plateau. Chinese Science Bulletin，39（7）：578—578.
曲耀光．2010. 1973 年的库姆塔格沙漠考察及其若干问题讨论——并以此纪念中国沙漠研究的先驱者朱震达先生．中国沙漠，30（5）：1239—1244.
屈建军，郑本兴，俞祈浩等．2004. 罗布泊东阿奇克谷地雅丹地貌与库姆塔格沙漠形成的关系．中国沙漠，24（3）：294—300.
施雅风，汤懋苍，马玉贞．1998. 青藏高原二期隆升与亚洲季风孕育关系探讨．中国科学（D辑），28（3）：263—271.
宋春晖，方小敏，李吉均等．2001. 青藏高原北缘酒西盆地 13Ma 以来沉积演化与构造隆升．中国科学（D辑），31（增刊）：155—162.
宋友桂，方小敏，李吉均等．2000. 六盘山东麓朝那剖面红黏土年代及其构造意义．第四纪研究，20（5）：457—463.
孙有斌，周杰，安芷生．2001. 晚新生代黄土高原风尘堆积与粉尘源区干旱化问题．地学前沿，8（1）：77—81.
滕志宏，岳乐平，蒲仁海等．1996. 用磁性地层学方法讨论西域组的时代．地质论评，42（6）：481—489.
万景林，王瑜，刘齐等．2001. 阿尔金山北段晚新生代山体抬升的裂变径迹证据．矿物岩石地球化学通报，20（4）：222—224.
汪文先，李荣健．1987. 罗布泊及邻近地区第四纪地层划分．见：中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社，20—27.
汪文先．1986. 罗布泊及邻近地区第四纪与湖泊发育史研究简况．中国第四纪研究，7（2）：75—86.
王伴月，邱占祥，王晓鸣等．2003. 甘肃省党河地区的新生代地层和青藏高原隆升．古脊椎动物学报，41（1）：66—75.
王珥力，黄兴根，刘成林等．1999. 新疆罗布泊 K1 孔岩芯中有孔虫化石的发现及其意义．地质论评，45（2）：158—162.
王珥力，刘成林，焦鹏程等．2001. 罗布泊盐湖钾盐资源．北京：地质出版社，15—20.
王乃昂，王涛，高顺尉，等．2000. 河西走廊末次冰期芒硝和砂楔与古气候重建．地学前沿，7（增刊）：59—66.
王树基．1987a. 罗布泊洼地及周边新构造运动的初步研究．见：中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社．
王树基．1987b. 罗布泊东部阿奇克干谷的成因问题．见：中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社．

王先彦，鹿化煜，季峻峰等．2006. 青藏高原东北缘中新世红色土状堆积序列的成因及其对亚洲干旱过程的指示．中国科学（D辑），36（3）：261－272.
王永，赵振宏，林景星．1999. 罗布泊八一泉剖面地层时代与环境．地球学报，20（增刊）：147－151.
王永，赵振宏，林景星．2004. 罗布泊 AK1 孔沉积物地球化学组成与古气候．地球学报，25（6）：653－658.
王永，赵振宏．2001. 罗布泊东部阿奇克谷地第四纪古地理．古地理学报，3（2）：23－28.
王瑜，万景林，李齐等．2002. 阿尔金山北段阿克塞-当金山口一带新生代山体抬升和剥蚀的裂变径迹证据．地质学报，26（2）：191－197.
王跃，董光荣，金炯等．1992. 新构造运动在塔里木盆地演化中的作用．地质论评，38（5）：72－76.
王正瑛，张锦泉，王文才等．1988. 沉积岩结构构造图册．北京：地质出版社，1－26.
魏新俊，姜继学．1993. 柴达木盆地第四纪盐湖演化．地质学报，67（3）：255－264.
邬光剑，潘保田，李吉均等．2001. 祈连山东段 0.83Ma 以来的构造-气候事件．中国科学（D辑），31（增刊）：203－208.
夏训诚．1987. 库姆塔格沙漠的基本特征．见：中国科学院新疆分院罗布泊综合科学考察队．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社，78－94.
肖常序，李廷栋．2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制．广州：广东科技出版社．
阎顺，穆桂金，许英勤等．1998. 新疆罗布泊地区第四纪环境演变．地理学报，53（4）：332－340.
阎顺，许英勤．1989. 新疆阿勒泰地区表土孢粉组合．干旱区研究，（1）：26－33.
杨治林．1983. 柴达木盆地第三系杂色泥岩的成因及其地质意义．石油勘探与开发，（1）：1－5.
袁方策，毛德华，杨发相等．1994. 新疆地貌概论．北京：气象出版社．
张彭熹，张保珍．1991. 柴达木盆地近 300 万年来古气候环境演化的初步研究．地理学报，46（3）：327－335.
张岳桥，陈正乐，杨农．2001. 阿尔金断裂晚新生代左旋走滑位错的地质新证据．现代地质（中国地质大学研究生院学报），15（1）：8－12.
赵彦德，宋春晖，鲁新川等．2005. 阿尔金山北麓晚新生代沉积物磁组构特征及其地质意义．兰州大学学报（自然科学版），41（6）：11－16.
赵振宏，侯光才，蔡青勤等．2002. 罗布泊钾卤水矿床成矿地质背景．新疆地质，22（3）：210－213.
赵振宏，侯光才，齐万秋等．2001. 浅谈罗布泊地区第四纪下限．干旱区地理，24（2）：130－135.
赵志军，方小敏，李吉均等．2001. 酒泉砾石层的古地磁年代与青藏高原的隆升．科学通报，46（14）：1208－1213.
郑本兴，张林源，胡孝宏．2002. 玉门关西雅丹地貌的分布和特征及形成时代问题．中国沙漠，22（1）：40－46.
郑洪波，陈惠忠，靳鹤龄等．2002. 上新世—早更新世青藏高原北缘隆升的磁性地层学证据．海洋地质与第四纪地质，22（2）：57－62.
郑剑东．1991. 阿尔金断裂带的几何学研究．中国区域地质，（1）：54－59.
中国科学院《中国自然地理》编辑委员会．1981. 中国自然地理·地表水．北京：科学出版社．
朱震达．刘恕．1981. 中国北方地区的沙漠化过程及其治理区划．北京：中国林业出版社．
B. M. 西尼村．1955. 罗布诺尔洼地及罗布泊地质史．地质译丛，128（15）：12－18.
Guo Z T，Ruddiman，Williamf. 2002. Onset of Asian desertification by 22Ma ago inferred from loess deposits in China. Nature，416：159－163.
Jimin Sun，Tungsheng Liu. 2006. The age of the Taklimakan Desert. Science，312：1621
Rumelhart P E，Yin A，Butler R，et al. 1997. Oligocene initiation of deformation of northern Tibet，evidence from the Tarim Basin，Northwestern China. Abstract for GSA，29A：143.

第3章 沉积物基础

沉积物是风沙地貌发育的物质基础，是区域风沙地貌研究中必须阐述的问题。本章主要从粒度组成以及矿物与地球化学组成两个方面讨论了库姆塔格沙漠的沉积物特征。库姆塔格沙漠流动沙丘表面沉积物的平均粒径介于2.02～3.06 Φ（0.12～0.25mm）之间，属中沙到细沙粒级，分选程度较好至中等（0.35～0.82 Φ）。受来源母质和风化程度的影响，库姆塔格沙漠沙物质矿物组成比较复杂，轻矿物和各类岩屑等不稳定矿物含量较高，重矿物含量较低。轻矿物组成与其他沙漠相差很大，石英含量偏低，而长石含量偏高。库姆塔格沙漠的沙物质来源主要是沙漠南部和东部隆起的阿尔金山及低山基岩的侵蚀或剥蚀物。盛行气流及山体阻挡形成的局地环流对地表沉积物的差异分选和搬运，进一步造就了地表物质的区域差异。

风沙地貌是风沙运动的产物，即风与沙相互作用的产物，所以沉积物是风沙地貌形成与发育的物质基础。影响风沙运动的沉积物特征包括单颗粒特征，如颗粒粒径、形状、密度等，还有颗粒群的特征，包括粒度组成、排列叠置形式、孔隙度和黏聚力等。另一方面，在风塑造风沙地貌的过程中，风力作用不断改变沉积物的颗粒形状、机械组成和矿物组成等，使得沉积物包含了风沙地貌形成与演变历史的部分信息，甚至是关键信息。所以，沉积物特征与风沙地貌形态学及其形成过程共同构成风沙地貌的三大研究内容。粒度和矿物组成是风沙地貌研究中最容易获取的资料，常常被用来阐明沉积物的来源。所以，本章关于沉积物特征的讨论主要集中在粒度组成和矿物、元素组成两个方面。

3.1 粒度组成

沙丘是一种堆积形态，因而其沉积物不仅是沙丘堆积过程的记录，同时也是沙丘形成发育过程中沉积环境的重要记录。风力是沙漠/沙丘形成演化过程中的主要外营力，地表沉积物在风力作用下，出现了搬运和堆积过程，形成各种沙丘形态。有的学者，如Wilson(1972)甚至认为，沉积物的粒度对沙丘间距乃至沙丘规模具有控制作用。研究发现，在撒哈拉沙漠沙丘波长与累计概率曲线上20%（P_{20}）所对应的颗粒粒径具有较好的相关性（图3-1)。而且，在风成分异作用下，沉积物的物理特性、矿物和化学成分都会不断地发生变化，呈现出独特的特征（朱震达等，1980；吴正，1987)。因此，讨论沙漠地表沉积物的粒度特征，对于恢复风成环境、探讨沙漠沙物质来源具有重要意义。在世界沙海研究中，许多研究者都把探讨沙漠地表沉积物的粒

度组成、分布特征和区域变化作为一个重要的切入点，并从粒度特征获取了不同沙漠的物质组成特色和独特的地貌发育过程等一系列认识（Ahlbrandt，1979）。在整个沙漠尺度上进行粒度特征分析的案例，主要有朱震达等（1981）对塔克拉玛干沙漠、Lancaster(1989)对纳米布沙漠的研究等。

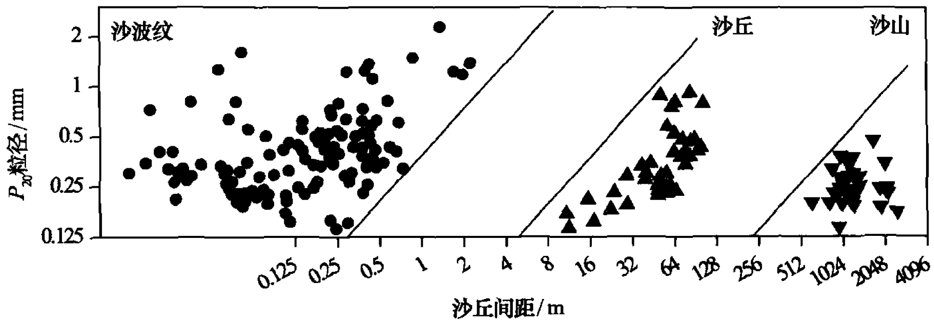


图 3-1　撒哈拉沙漠沙丘间距与 P_{20}的关系（Wilson，1972）

Fig. 3-1　Relationship between dune spacing and P_{20} in the Sahara Desert (Wilson, 1972)

库姆塔格沙漠深居内陆中心，湿润气流难以到达，属极端干旱大陆性气候，年降水量在10mm以下(吴正，2009)，沙丘形态复杂且几乎全系流动沙丘。就沙丘类型而言，除了新月形沙丘/沙丘链、线形沙丘、金字塔沙丘等常见的简单沙丘形态之外，诸如格状沙丘、反向沙丘、树枝状沙丘等均有分布；另外，受地形和复杂风况的共同作用，一些沙丘高度甚至超过了100m形成沙山，且其上叠置有简单沙丘形态，形成复合或复杂沙山系统。在沙漠边缘地区，地下水或季节性流水可维持部分植被生长，形成了灌丛沙丘。除此之外，库姆塔格沙漠还以其独有的“羽毛状沙丘”著称(朱震达等，1980；夏训诚，1987；屈建军等，2004)，尽管有的学者对此提出了质疑(Dong et al.，2008；董治宝，2009)。

在对宏观地貌类型认识的基础上，近年来深入沙漠内部的考察，也使得研究人员得以从微观上来分析各种沙丘类型的形态特征和物质组成并重建其形成发育的沉积环境。例如，刘虎俊等（2006）分析了羽毛状沙丘所谓“羽轴”表面沙物质的粒度特征，发现细沙含量占90%以上。屈建军等（2007）的研究结果表明，纵向沙垄表面沙物质以中沙和细沙为主，其平均粒径表现为由坡脚至沙丘顶部变细；丘间沙埂的物质组成则主要为粗沙。魏怀东等（2007）采集分析了库姆塔格沙漠不同类型沙丘的表面沙样，其中金字塔沙丘、线形沙垄、格状沙丘表面绝大部分为细沙，而新月形沙丘表面除细沙外，还含有一定量的中沙，中沙含量取决于沙丘不同部位。何清等（2009）认为，库姆塔格沙漠沙粒的机械组成主要为细沙（42.90%）和中沙（34.49%），并根据粒度参数和沉积环境判别公式，分析了不同区域沙物质的沉积环境和来源。

如此丰富的沙丘类型和不同类型沙丘表面沉积物粒度分布差异，归根结底还是缘

于风力对地表可蚀物质的不同搬运与堆积过程，气流携沙能力的改变（如气流自身能量衰减、地形或植被因素导致气流在障碍物附近减速或偏转等）造成了沉积物的分选和粒度变化（Lancaster，1985，1995；Livingstone et al.，1999；2007）。尽管前人的研究已经提供了库姆塔格沙漠沉积物的一些基本粒度参数，但所做的工作仅限于该沙漠的某些地区或某种沙丘类型。从宏观上来看，库姆塔格沙漠不同区域、不同类型沙丘的粒度特征尚无详细报道。因此，本节的主要目的就是揭示库姆塔格沙漠地表沉积物粒度组成的空间变化及其在不同沙丘类型间的差异，以期为物质来源分析、沙丘的形成发育过程反演以及风成环境的恢复和重建提供基本参考依据。

3.1.1 方　　法

1. 采样方法

为了反映不同类型沙丘形成发育过程中不同风动力条件对沉积物的分选差异，在确定采样点时必须考虑沙丘形成的动力条件。根据沙丘动力一形态学分类，库姆塔格沙漠的沙丘可以分为不反映主导输沙风向的平沙地和灌丛沙丘、反映简单输沙风向的横向沙丘（包括新月形沙丘及沙丘链、反向沙丘、新月形沙垄以及横向沙山等形态）、反映双风向的线形沙丘（如线形/赛夫沙丘、树枝状沙丘等）以及反映复杂风向的金字塔/星状沙丘、格状沙丘等（董治宝等，2009）。因此，库姆塔格沙漠地表沉积物样品采集原则之一，就是必须涵盖不同成因类型的沙丘。

另外，在沙漠的不同区域，物质供应、风力条件、地表状况又各不相同，为了反映同一类型沙丘表面物质组成的区域差异，选取相同的沙丘类型，按照统一的标准在沙丘相同部位采样分析。所以，库姆塔格沙漠地表沉积物样品采集原则之二，就是必须能反映同一类型沙丘在不同区域的粒度分选差异。

考虑到现代风成过程主要影响沙丘表面的物质分选，因而表层物质是对现代风况最直接的反映，所以我们主要是采集表面沉积物样品。采样方法与 Lancaster(1989) 在纳米布沙漠的采样标准类似：选取约 0.2m×0.2m 面积的沙面，均匀采集表面 0～1cm 深度的沙粒，样品重量 500～1000g。为了便于对比分析，本研究采用统一的采样规范：新月形沙丘和沙丘链、横向沙丘及其上覆新月形沙丘的表面沙样一般采自迎风坡和背风坡中部以及沙丘顶部；线形沙丘表面沙样采自其两侧坡面和顶部，金字塔沙山表面沙样采不同坡面的中部，灌丛沙丘表面沙样采自其顶部。同时，在线形沙丘、新月形沙丘或沙丘链之间相对平缓的部位，采集了丘间地沙样。在无明显坡面形态的大片平坦沙地上，采集了平沙地表面样品。此外，对于比较典型的沉积环境，如沙漠内部出露的湖相或浅水相沉积、河流或洪水相沉积，也采集了一些剖面样品。鉴于在库姆塔格沙漠北部区域出现了比较独特的沙砾碛地貌类型，目前对其形态描述和地貌学意义研究较少（Dong et al.，2010），本研究也采集了沙砾碛埋藏沙丘的沉积

物样品。

基于上述原则和标准，我们在库姆塔格沙漠考察过程中共采集了147个地表沉积物样品（图3-2）。这些样点在区域上基本涵盖了库姆塔格沙漠全境，并适当扩展至外围戈壁区以分析沉积物搬运堆积的继承关系。同时，这些样点也可反映该沙漠的主要沙丘类型。这种采样方式有利于我们讨论不同动力条件下不同类型沙丘的沉积物机械组成，并可对沙漠不同区域的同一类型进行对比，籍以探讨不同物质来源和不同动力条件对沙物质的分选作用。

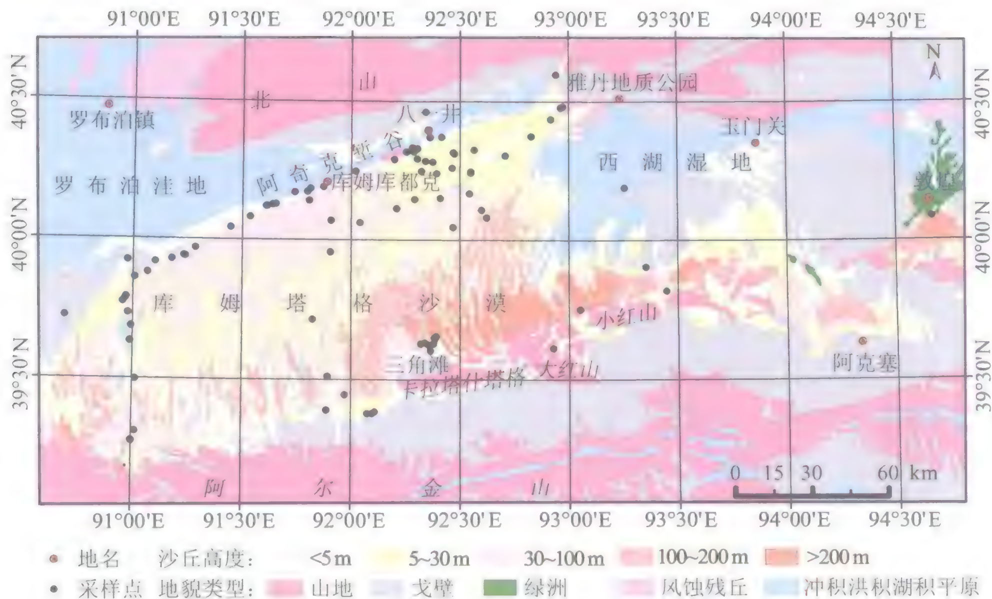


图3-2 采样点位置示意图

Fig. 3-2 Sampling sites for sediment grain size

2. 粒度分析与数据处理

1) 粒度分析方法

粒度分析的主要目的就是确定沉积物中不同大小颗粒的含量（成都地质学院陕北队，1976；吴正，1987）。粒度分析方法因样品粗细和物质特性而异，常用主要有：

（1）筛分法：选取一定重量的样品，将其放在一定目数间隔的套筛上进行振荡，最后称量每个筛子上的剩余样品重量，其粒径的下限为本筛的筛孔直径，而上限为上一套筛的筛孔直径，从而可以计算出每个粒级的重量百分含量（Sahu，1965）。该方法的特点是较为简单，并可将全部样品分离出来，但缺点是孔径过小的套筛造成的误差较大，在粉沙黏土粒级的筛分上分辨能力不足。并且从理论上讲，能通过筛孔的圆球颗粒，其最大直径应等于筛孔的直径；但由于实际筛孔形

状为方形、颗粒形状不规则等原因，反映的粒径为等效直径。套筛制造工艺和间隔的选取、样品裂分和称量等因素均会影响粒度曲线的分布特征尤其是尾部细节。尽管如此，该方法由于历史悠久、设备简单、操作简便，在沙和细砾级别的物质分离上具有较大优势，因而在粒径分析中还是被广泛应用。

（2）沉降法：其原理是基于斯托克斯（Stokes）阻力定律，即当一个颗粒在水中以不变的速度沉降时，流体阻力必然与作用于颗粒上的重力相等而方向相反（Baba et al.，1981）。该方法主要采用移液管法分离粉沙-黏土级别的沉积物，而对于沙物质，则须采用沉降筒法。在实际应用中，由于颗粒并非严格的球形，其准确密度也无法获取，因此，这种方法测出的“当量直径”实际上是相同沉速的球体直径；而且，该方法对温度条件要求较高，颗粒浓度大小和絮凝等现象均会影响分析结果。在沙物质的粒度分析方面，该方法通常是作为一种补充，以满足对粉沙一黏土级别物质的粒径测量。

（3）激光粒度仪：其分析原理是利用颗粒对激光的散射特性做等效对比，所测出的等效粒径为等效散射粒径，即用与实际被测颗粒具有相同散射效果的球形颗粒的直径来代表这个实际颗粒的大小。激光粒度分析仪分析过程，首先是激光器发出单色光，经光路变换为平面波的平行光，射向光路中间的透光样品池；分散好的颗粒遇光发生不同角度的散射，颗粒越大，产生的散射光的特征角度就越小，而颗粒越小产生的散射光的特征角度就越大；发生散射后产生的光投向布置在不同方向的光信息接收器，经光电转换器将散射光特征角度信息传给计算机进行处理，从而转化成粒子的分布信息（Loizeau et al.，1994）。因此，激光法粒度仪所测得的直径为等效体积直径。该方法测定速度快，不过从原理上讲颗粒越小，衍射角越大，因此，它比较适合测定较小颗粒的粒径。

上述方法在目前的粒度测量工作中都比较常用，其测量结果都是以等效圆球颗粒的直径表示的；前两种方法得到的为各粒级颗粒的重量含量，后一种方法得到的是各粒级颗粒的体积含量，在应用中须加以区别。除此之外，还有几种可以直接测量颗粒投影面积计算粒径的方法，如粒度分析放大镜、显微照片或数字图像量测、薄片鉴定等，这些方法因工作量较大，仅在数量较少的颗粒大小测定时采用。

关于不同测量方法所获得粒径之间的对比，前人已有详细的研究（Komar et al.，1984；Konert et al.，1997）。我们分别采用筛分法和激光粒度仪方法，分析了一批沉积物样品，两者所得平均粒径和分选系数之间存在较好的线性关系，而偏度和峰度之间可比性不好（图 3-3），其原因将在本节以下部分讨论。

采用上述测定方法得出的颗粒大小或粒级表示方法一般有两种：一种是采用真数，即以毫米或微米为单位表示颗粒的直径，这种表示方法比较直观但不便于作图和运算。另一种方法是在 Udden-Wentworth 粒度分级标准（以 2 为基数）的基础上，根据 Krumbein（1934，1936；1938）公式进行对数转化，将粒径表示为 Φ 值：

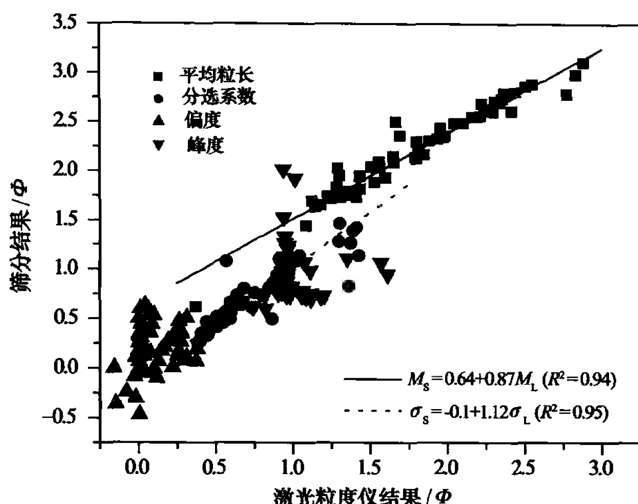


图 3-3　激光粒度仪与筛分法粒度分析结果对比

Fig. 3-3　Comparison of grain size parameters obtained by laser granulometer and sieving methods

$$\Phi=-\log_2 d \tag{3-1}$$

式中 d 为颗粒直径。这种方法一个明显的优点是分界为等间距，可以在较粗或较细的两端任意延伸至极限，这给作图和引入数学统计方法带来极大便利。因此，粒度分析资料大多以 Φ 值进行计算和讨论。

2) 数据处理方法

粒度分析的结果可获得大量测值，对其描述可引入数学统计方法(Folk，1966)。如一组粒度分析数据，可统计出其平均粒径(M_z)、分选系数(σ_I，或标准差)、众数(M_d)、中位数(Q_2)、偏度(Sk_1)、峰度(K_G)、分位数等。这些参数从不同方面说明了粒度分布的总体特征和形式。

平均粒径代表粒度分布的集中趋势，因此也是沉积物搬运介质平均动能的体现。当然，平均粒径同时受源区物质组成的影响。分选系数反映了沙粒粒径的分散程度，分选系数越小，粒径分布越集中，反之就越分散。众数是颗粒含量最多的粒径，而中位数是累计含量为 50%的粒径，这两个参数以及平均粒径在沉积物颗粒大小呈正态分布时是重合的。有的沉积物粒度可出现两个或多个众数，反映了物质分选过程中不同动力条件的综合影响，如丘间地沉积。偏度可判别分布的对称性，并表明平均值与中位数的相对位置。如为负偏，频率曲线将出现粗尾，平均值位于粗于中位数的位置；如为正偏，频率曲线将出现细尾，平均值位于细于中位数的位置。峰度度量的是粒度分布的中部和尾部展形之比。峰度为正值时，是窄峰态；峰度为负值时，是宽峰态；正态曲线的峰度为零。粒度分位数反映了不同累积含量处的粒径大小，如 50 分位数即为粒径分布的中位数。

粒度分布的上述参数一般通过两种方法求得：一是根据粒度分布资料作图，利用图解法直观判断和计算；二为矩法，将粒度分析结果输入计算机，按照公式进行求解（Swan et al.，1978；1979）。

常用的粒度分布有以下几种图示（图 3-4）：频率曲线图、累积频率曲线图和概率累积曲线图。从图 3-4 可以看出，粒度分布的众数、中位数等可以直接从图中判读，而对于不能直接判读的参数，则可通过图解方法求出。基于图解法的计算公式较多，目前广泛采用的是 Folk 等（1957）提出的计算方法来求解 4 个主要参数：

平均粒径

$$M_z = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3 \tag{3-2}$$

分选系数

$$\sigma_I = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6.6 \tag{3-3}$$

偏度

$$SK_1 = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_{25})} \tag{3-4}$$

峰度

$$K_G = (\Phi_{95} - \Phi_5)/2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25}) \tag{3-5}$$

式中：Φ_5、Φ_{16}、Φ_{25}、Φ_{50}、Φ_{75}、Φ_{84}、Φ_{95}分别为粒度分布的相应分位数。根据这种方法求出的偏度和峰度是无量纲的。

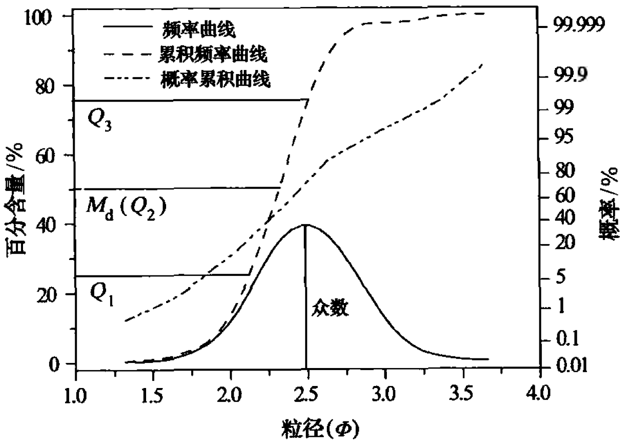


图 3-4　3 种常用的粒度图

Fig. 3-4　The three commonly used particle size diagrams

图解法求解粒度参数比较简便，但也存在明显缺点。因为图解法只是反映了粒径分布的一个子集（即 $\Phi_5 \sim \Phi_{95}$之间）的分布状况，对于尾部特征的反映不明显。在处理双峰和多峰粒度分布资料时，也存在原理上的缺陷。

求频率分布较好的方法是矩法，它考虑整个频率分布而不是少数几个分位数。矩法计算的 4 个主要粒度参数分别为粒度分布的一阶到四阶中心距，其计算公式和方法

可参考相关文献(成都地质学院陕北队，1976)。这种方法虽然精度较高，但不能用矩值表示中位数和众数等特征。

图解法和矩法各有优缺点，20 世纪所报道的大部分粒度资料是以图解法求得的，计算机技术的普及使得矩法计算可以方便完成，因此，目前也有不少粒度参数是以这种方法计算出来的。根据我们所采集的样品粒度分布资料，两种计算方法存在的关系如图 3-5 所示。

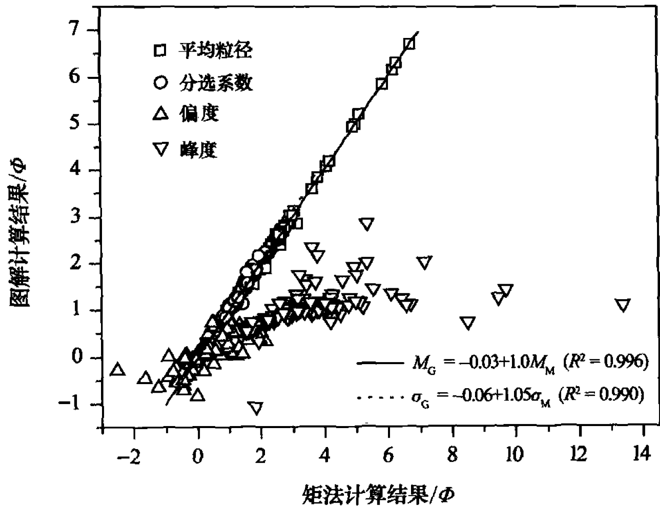


图 3-5 图解法与矩法所得粒度参数对比

Fig. 3-5 Comparison of grain size parameters obtained by graphical and moment methods

图 3-5 表明，在计算平均粒径和分选系数方面，图解法和矩法所得结果具有较高的一致性，但偏度和峰度结果存在一定差异。究其原因，就是因为这两种计算方法所选取的计算样本不一致。图解法选取的是样本总体的一个子集（即 [Φ_5，Φ_{95}] 区间)，而矩法是对样本总体进行统计，因此，样品的尾部特征(如丘间地沉积的“粗尾”或湖相以及浅水相的“细尾”)在图解法中难以体现。尾部特征的缺失会影响样本总体的分布形态，具体表现为偏度和峰度值的变化。图 3-3 中表现出的偏度和峰度差异，原因与此类似，因为激光粒度仪结果提供了更多尾部特征参数。

我们所采集沉积物的粒度分析在中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室完成，基于这些样品中含有砾石组分和黏土组分的状况，同时为了使分析结果便于与前人数据进行对比，这里选用了筛分法和沉降法。选取 100 g 样品，去除杂质和有机质之后，对于粒径 $d>0.1$ mm 的沙样采用 1/3Φ 间隔的套筛进行筛析，而对于 $d<0.1$ mm 者则采用沉降法分析。根据粒度分析结果绘制粒径-累积频率曲线，并采用最小二乘法对曲线进行拟合，提取特征分位数然后代入公式(3-2)～(3-5)计算粒度参数。不同分析方法和参数计算方法的所得数据的换算，可参见图 3-3 和图 3-5。沉积物分选性、偏态和峰态的定性描述，采用了 Folk 等(1957)的划分标准(表 3-1)。

表 3-1 Folk 和 Ward（1957）粒度参数分级标准

Table 3-1 Terminology applied to graphical statistical parameter values of grain size proposed by Folk and Ward（1957）

分选性（Φ值），σ_1		偏度，Sk_1		峰度，K_G	
范围	描述	范围	描述	范围	描述
<0.35	分选极好	−1.0～−0.3	极负偏	<0.67	很宽
0.35～0.50	分选很好	−0.3～−0.1	负偏	0.67～0.90	宽
0.50～0.71	分选较好	−0.1～0.1	近对称	0.9～1.11	中等
0.71～1.00	分选中等	0.1～0.3	正偏	1.11～1.50	窄
1.00～2.00	分选较差	0.3～1.0	极正偏	1.50～3.00	很窄
2.00～4.00	分选很差			>3.00	非常窄
>4.00	分选极差				

3.1.2 结果分析

所有沉积物样品的采集位置信息和粒度分析结果列于表 3-2。由于本章所讨论的地表沉积物采自库姆塔格沙漠不同区域和不同地貌部位，为了便于讨论不同类型和不同区域地表沉积物的差异，我们对所采集的沉积物样品按照地貌类型进行了分组。首先根据不同沙丘类型，划分出横向沙丘（包括简单新月形沙丘和沙丘链、横向沙垄及其上叠置的新月形沙丘、反向沙丘等）、线形沙丘（包括简单线形沙丘或赛夫沙丘、纵向沙垄等）、金字塔沙丘（包括高度超过 100 m 的金字塔沙山），这种划分主要是基于上述 3 种主要流动沙丘形成发育过程中不同的风况条件（朱震达等，1980；Lancaster，1995；吴正等，2003；董治宝等，2009）。其次，对于不反映主导风向的灌从沙丘、丘间地、平沙地和沙砾碛，也分别加以讨论，其中丘间地和平沙地的主要区别在于：前者多采自沙漠内部沙丘或沙垄之间的平坦地表，而后者多采自沙漠边缘或内部冲洪积戈壁等面积较大且无明显坡面形态的流沙地表。基于这种分组方法，不仅可以看出同一区域不同类型沙丘沉积物的区别，也可反映同一类型沙丘沉积物在不同区域的差异及局地物源的影响。

对于沙丘表面不同地貌部位的粒度参数变化规律，学术界已有共识，如横向沙丘由迎风坡至背风坡的平均粒径变细、线形沙丘两侧和金字塔沙丘不同坡面沙粒粒径基本相当但粗于丘顶等（Lancaster，1995；Livingstone at al.，1996）。本节的目的在于阐明不同类型地表沉积物之间的粒度差异和区域变化规律，因此，对同一类型沙丘不同地貌部位的粒度参数进行了平均处理，组内数据变异以误差棒（统计标准差）的形式体现在图中。

1. 粒度分布参数

1) 平均粒径和分选系数

风成沉积物的基本粒度分布模式可以通过平均粒径和分选系数来反映，而这两者又受控于源区物质组成、沙漠形成历史及沙丘形成演化过程。尽管对于不同沙漠和不同单个沙丘而言，其表面物质组成存在一定变化，但大部分沙漠的沙物质的粒级为细沙到中沙（平均粒径 1.60～2.65 Φ，0.16～0.33 mm），分选极好至中等（分选系数 0.26～0.55 Φ）（Lancaster，1995）。中国主要的流动沙漠如巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠，其平均粒径也介于上述范围之内。当然这种情况也有例外，例如中国最大的流动性沙漠——塔克拉玛干沙漠，流动沙丘表面物质以极细沙和细沙为主（平均粒径 2.0～4.0 Φ，0.25～0.063 mm）（Wang et al.，2003）。

库姆塔格沙漠沙丘表面沉积物的平均粒径介于极细沙到细沙之间（2.02～3.06 Φ，0.12～0.25 mm），分选性较好至中等（0.35～0.82 Φ）。图 3-6 展示了不同类型地表沉积物的平均粒径和分选特征。

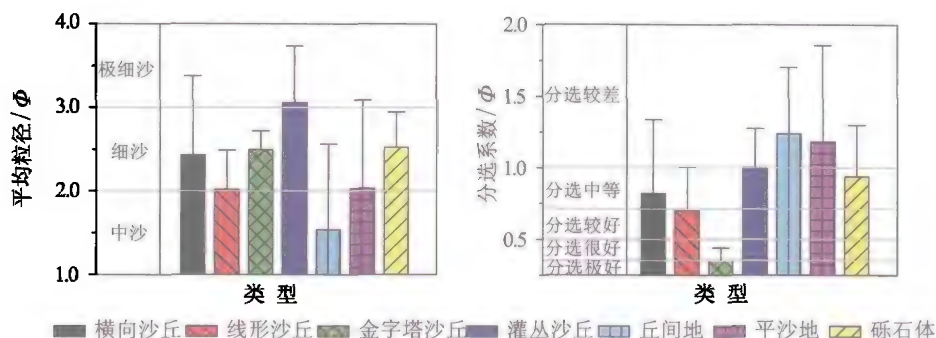


图 3-6 不同类型沉积物的平均粒径和分选系数

Fig. 3-6 Mean grain size and sorting parameters of different sediment types

从不同类型沙丘表面沉积物平均粒径来看，金字塔沙丘表面沙物质最细，平均粒径为 2.50 Φ（0.18 mm），其次为横向沙丘 2.43 Φ（0.19 mm），最粗者为线形沙丘 2.02 Φ（0.25 mm），横向沙丘和线形沙丘丘间地沉积物的平均粒径为 1.54 Φ（0.34 mm），物质组成较流动沙丘明显粗化。不反映主导输沙风向的灌丛沙丘和平沙地，其平均粒径分别为 3.06 Φ（0.12 mm）和 2.03 Φ（0.25 mm），可见灌丛沙丘的物质组成显著细于流动沙丘。沙砾碛下覆盖的沙物质平均粒径为 2.52 Φ（0.17 mm），细于所有的流动沙丘表面沙粒。

分选系数反映了沙粒粒径的分散程度，分选系数越小，粒径分布越集中，反之就越分散。根据 Folk 等（1957）的分级标准，不同类型的沉积物分选性表现差异较大。从平均结果来看，流动沙丘的分选性好于其他类型沙丘，横向沙丘、线形沙丘、金字塔沙丘的分选系数平均值分别为 0.82Φ、0.70Φ、0.35Φ，总体表现为形成沙丘的风

表 3-2　库姆塔格沙漠沉积物采样点位置及粒度分析结果

Table 3-2　Sampling locations and grain size parameters of dune sediments in the Kumtagh Desert

样点信息			沙粒级配/%							粒度参数			
编号	纬度 /(°N)	经度 /(°E)	<−1 Φ 砾石	−1～0 Φ 极粗沙	0～1 Φ 粗沙	1～2 Φ 中沙	2～3 Φ 细沙	3～4 Φ 极细沙	>4 Φ 粉沙黏土	M_z	σ_I	Sk_I	K_G
K001	40.44	92.92	43.14	8.59	12.64	11.74	14.66	8.90	0.33	0.32	1.71	0.46	0.66
K002	40.44	92.92	23.87	6.30	6.83	12.43	27.80	21.57	1.20	1.29	1.89	−0.43	0.54
K003	40.38	92.83	8.40	19.10	8.07	9.26	24.87	27.23	3.07	1.73	1.74	−0.43	0.63
K004	40.31	92.71	5.80	21.76	12.57	10.47	22.17	24.30	2.93	1.64	1.68	−0.26	0.63
K005	40.24	92.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	99.65	6.14	1.21	0.07	1.65
K006	40.24	92.55	0.13	15.07	34.60	18.14	19.52	11.57	1.00	1.28	1.28	0.28	0.72
K007	40.24	92.55	0.00	0.00	0.00	0.15	0.60	3.15	96.10	6.29	1.51	−0.09	1.17
K008	40.24	92.55	0.07	11.13	33.23	15.06	20.90	16.96	2.63	1.56	1.37	0.22	0.65
K009	40.24	92.55	0.00	0.00	0.00	0.10	0.70	6.75	92.45	5.84	1.36	−0.31	1.09
K010	40.24	92.55	0.13	12.74	23.53	18.07	23.50	19.37	2.67	1.75	1.40	−0.06	0.71
K011	40.25	92.55	0.00	0.00	0.10	39.13	56.03	4.66	0.07	2.16	0.42	0.18	0.90
K012	40.25	92.55	0.00	0.00	21.03	50.33	22.00	6.30	0.33	1.63	0.74	0.44	0.88
K013	40.25	92.55	0.00	9.23	68.67	20.96	1.07	0.07	0.00	0.62	0.50	0.11	1.03
K014	40.28	92.38	0.00	2.87	29.26	31.47	22.16	13.34	0.90	1.65	1.09	0.22	0.78
K015	40.29	92.34	0.00	0.00	0.00	6.70	79.97	13.10	0.23	2.55	0.39	0.13	1.08
K016	40.29	92.34	0.00	0.00	0.13	45.63	45.54	8.60	0.10	2.12	0.59	0.13	0.81
K017	40.29	92.34	0.00	0.07	16.46	49.26	27.97	6.10	0.13	1.71	0.80	0.15	0.83
K018	40.29	92.30	0.00	0.43	16.70	39.03	17.73	23.24	2.87	2.02	1.10	0.35	0.72
K019	40.32	92.29	0.00	0.50	17.30	39.36	19.47	21.07	2.30	2.03	1.09	0.13	0.83
K020	40.32	92.25	0.17	52.41	38.79	5.14	1.80	1.53	0.17	0.04	0.60	0.32	1.25
K021	40.32	92.25	0.00	8.64	25.26	19.17	14.77	28.23	3.93	1.89	1.41	0.09	0.66

续表

样点信息			沙粒级配/%							粒度参数			
编号	纬度 /(°N)	经度 /(°E)	<−1 Φ 砾石	−1～0 Φ 极粗沙	0～1 Φ 粗沙	1～2 Φ 中沙	2～3 Φ 细沙	3～4 Φ 极细沙	>4 Φ 粉沙黏土	M_z	σ_I	Sk_I	K_G
K022	40.29	92.20	0.00	0.10	13.71	47.80	15.99	20.57	1.83	1.95	0.99	0.51	0.70
K023	40.25	92.02	0.87	39.56	51.46	6.27	1.14	0.67	0.03	0.12	0.61	0.01	1.11
K024	40.25	92.02	0.27	24.99	8.50	12.63	18.73	30.80	4.06	1.77	1.69	−0.35	0.59
K025	40.19	91.87	0.00	6.37	28.87	16.90	14.07	28.53	5.00	1.95	1.42	0.08	0.62
K026	40.17	91.80	0.00	0.66	11.00	45.36	21.94	19.80	1.23	2.04	0.98	0.31	0.79
K027	40.13	91.64	0.00	2.37	21.30	43.96	16.20	15.00	1.17	1.75	1.06	0.38	0.99
K028	40.13	91.65	0.00	0.00	16.90	66.17	10.69	6.07	0.17	1.44	0.63	0.54	1.92
K029	40.13	91.65	0.00	0.00	4.43	32.54	55.40	6.87	0.77	2.14	0.65	0.00	1.53
K030	40.13	91.65	0.00	1.50	17.40	48.10	20.93	11.14	0.93	1.75	0.94	0.28	1.07
K031	40.13	91.65	0.00	0.50	1.50	4.25	6.90	15.50	71.35	5.19	1.89	−0.16	0.84
K032	40.08	91.54	0.00	0.00	4.66	48.76	21.74	22.43	2.40	2.15	0.94	0.27	0.72
K033	40.04	91.45	0.00	4.97	29.80	26.50	15.87	20.03	2.83	1.73	1.28	0.17	0.74
K034	39.97	91.29	0.00	8.10	23.43	18.20	17.86	29.97	2.43	1.94	1.39	−0.10	0.63
K035	39.93	91.18	0.10	20.70	12.30	8.27	21.17	34.07	3.37	1.96	1.58	−0.42	0.57
K036	39.88	91.07	0.00	10.07	32.13	17.90	15.74	21.50	2.63	1.62	1.39	0.28	0.67
K037	39.86	91.01	1.64	6.37	8.11	14.77	31.73	33.17	4.23	2.39	1.26	−0.44	1.05
K038	39.77	90.95	0.00	0.66	2.03	18.63	51.00	23.86	3.80	2.60	0.76	0.01	1.11
K039	39.77	90.95	35.56	16.47	6.67	11.37	17.37	10.60	1.97	0.50	1.85	0.34	0.60
K040	39.77	90.95	0.00	0.17	1.70	15.76	43.87	30.01	8.51	2.78	0.83	0.07	0.95
K041	39.77	90.95	0.34	1.04	2.31	13.67	35.63	29.83	17.20	2.98	1.14	0.19	1.07
K042	39.77	90.95	7.07	2.47	2.34	8.50	28.81	29.10	21.73	3.01	1.94	−0.06	2.35

续表

样点信息			沙粒级配/%							粒度参数			
编号	纬度 /(°N)	经度 /(°E)	<−1 Φ 砾石	−1～0 Φ 极粗沙	0～1 Φ 粗沙	1～2 Φ 中沙	2～3 Φ 细沙	3～4 Φ 极细沙	>4 Φ 粉沙黏土	M_z	σ_I	Sk_I	K_G
K043	39.77	90.95	0.00	0.00	0.00	0.00	1.35	8.95	88.03	4.98	1.01	0.38	1.02
K044	39.69	90.99	0.00	0.00	0.67	15.57	53.43	29.76	0.83	2.68	0.61	−0.24	1.24
K045	39.63	90.99	0.00	0.00	0.00	3.27	78.10	17.76	0.87	2.62	0.41	0.20	0.97
K046	39.50	91.01	0.00	0.00	0.00	1.73	89.37	8.30	0.60	2.56	0.28	0.26	1.24
K047	39.28	91.00	0.00	0.00	1.73	58.33	19.47	19.10	1.37	2.03	0.86	0.48	0.75
K048	39.28	91.00	0.63	36.86	1.24	5.13	15.86	35.90	4.37	1.89	1.93	−0.42	0.58
K049	39.28	91.00	0.47	28.00	3.37	8.86	17.03	36.44	5.84	1.87	1.76	−0.62	0.63
K050	39.28	91.00	0.17	0.00	0.24	5.96	59.10	33.83	0.70	2.79	0.49	0.00	0.74
K051	39.28	91.00	1.46	6.86	2.07	8.17	43.86	34.30	3.27	2.61	1.08	−0.47	2.01
K052	39.73	90.98	0.00	0.00	0.17	21.96	60.27	16.87	0.70	2.43	0.56	0.23	1.06
K053	39.78	90.97	0.00	0.00	0.90	27.10	43.63	26.93	1.43	2.50	0.76	−0.05	0.85
K054	39.79	90.97	0.00	0.00	0.13	7.10	65.10	27.23	0.43	2.73	0.45	−0.05	1.05
K055	39.94	91.23	0.00	0.00	0.00	29.47	57.06	13.20	0.27	2.34	0.56	0.17	1.04
K056	39.94	91.24	0.00	18.54	28.36	10.27	18.90	22.67	1.27	1.49	1.51	0.05	0.57
K057	39.94	91.24	0.00	14.99	27.54	13.03	16.87	25.23	2.34	1.69	1.46	0.11	0.60
K058	40.33	92.57	0.00	4.00	27.80	25.90	27.84	12.90	1.57	1.73	1.14	0.07	0.76
K059	40.15	92.29	0.00	0.00	0.00	4.03	75.47	20.29	0.20	2.69	0.38	0.07	1.07
K060	40.11	92.21	0.00	0.00	0.00	26.84	63.67	9.13	0.37	2.31	0.45	0.44	1.13
K061	40.06	92.04	0.00	0.00	0.00	62.53	32.64	4.73	0.10	1.93	0.47	0.33	1.10
K062	40.07	91.91	0.00	0.00	2.80	65.57	22.70	8.69	0.23	1.83	0.66	0.55	0.92
K063	41.39	91.81	0.00	0.00	0.00	34.24	54.17	11.31	0.30	2.30	0.52	0.31	1.07

续表

样点信息			沙粒级配/%							粒度参数			
编号	纬度/(°N)	经度/(°E)	<−1 Φ 砾石	−1~0 Φ 极粗沙	0~1 Φ 粗沙	1~2 Φ 中沙	2~3 Φ 细沙	3~4 Φ 极细沙	>4 Φ 粉沙黏土	M_z	σ_I	Sk_I	K_G
K064	40.37	92.42	0.00	0.57	27.67	36.37	19.56	14.93	0.90	1.74	1.01	0.41	0.74
K065	40.32	92.47	0.00	0.00	0.10	69.50	27.36	2.83	0.20	1.88	0.35	0.50	1.10
K066	40.17	92.54	0.00	0.00	4.80	61.07	28.03	5.94	0.17	1.81	0.64	0.36	0.85
K067	40.17	92.54	0.00	1.96	22.17	10.33	23.34	37.97	4.24	2.36	1.26	−0.36	0.68
K068	40.17	92.54	0.00	0.97	16.87	12.26	24.96	40.90	4.03	2.44	1.19	−0.48	0.76
K069	40.11	92.60	0.00	0.00	0.90	70.77	21.83	6.36	0.13	1.79	0.57	0.64	0.98
K070	40.08	92.62	0.00	0.00	0.00	4.73	88.40	6.76	0.10	2.48	0.31	0.12	1.11
K071	40.48	92.96	39.60	2.60	14.17	17.01	18.66	7.46	0.50	0.35	1.85	−0.01	0.57
K072	39.38	92.10	0.00	0.00	0.50	30.03	57.94	11.17	0.37	2.32	0.51	0.36	1.04
K073	39.39	91.89	0.00	0.00	0.00	12.40	82.00	5.43	0.17	2.36	0.33	0.12	1.26
K074	39.38	92.08	0.00	0.00	0.13	33.00	57.37	9.00	0.50	2.22	0.48	0.18	1.33
K075	39.60	92.37	0.00	0.00	5.10	47.61	29.90	17.00	0.40	2.08	0.81	0.18	0.74
K076	39.64	92.39	0.00	0.07	1.80	21.46	50.63	24.93	1.10	2.48	0.74	−0.08	1.02
K077	39.65	92.39	0.33	4.31	21.79	25.57	18.16	7.20	22.64	2.36	1.85	0.39	0.92
K078	39.65	92.39	0.77	1.43	3.06	4.69	6.77	7.37	75.90	4.92	2.16	0.03	1.33
K079	39.65	92.38	29.56	2.10	1.93	3.63	6.63	7.46	48.67	2.84	−1.22	−0.85	−1.07
K080	39.63	92.38	0.00	13.81	49.90	18.23	8.23	9.60	0.23	0.99	1.08	0.48	1.23
K081	39.63	92.38	0.00	0.20	10.50	37.97	33.44	17.67	0.23	2.09	0.86	−0.01	0.77
K082	39.63	92.36	0.00	0.00	0.00	1.60	77.44	20.60	0.37	2.71	0.36	0.20	0.95
K083	39.63	92.32	0.00	0.00	0.00	0.20	77.46	22.20	0.13	2.80	0.26	0.28	0.98
K084	39.63	92.34	7.27	24.17	1.00	1.93	10.67	37.01	17.97	1.97	2.23	−0.72	0.64

续表

样点信息			沙粒级配/%							粒度参数			
编号	纬度/(°N)	经度/(°E)	<−1 Φ 砾石	−1～0 Φ 极粗沙	0～1 Φ 粗沙	1～2 Φ 中沙	2～3 Φ 细沙	3～4 Φ 极细沙	>4 Φ 粉沙黏土	M_z	σ_I	Sk_I	K_G
K085	39.63	92.34	0.00	1.87	0.36	2.36	29.83	62.43	3.13	3.11	0.49	−0.30	1.10
K086	39.39	92.11	0.00	0.00	0.00	4.26	82.06	13.27	0.40	2.55	0.38	0.28	1.20
K087	39.39	92.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.45	98.55	6.70	1.60	−0.07	1.02
K088	39.61	92.93	10.70	7.50	5.83	3.70	10.27	41.19	20.80	2.38	2.15	−0.55	1.14
K089	39.61	92.93	3.68	4.60	5.94	5.73	14.84	46.70	18.53	2.86	1.57	−0.34	2.16
K090	39.75	93.05	0.00	0.00	0.00	0.10	70.34	28.47	1.10	2.86	0.33	0.60	0.90
K091	39.82	93.45	0.00	0.00	0.00	0.07	68.77	30.90	0.27	2.88	0.25	0.35	0.74
K092	40.19	93.26	0.00	0.00	0.40	4.17	13.83	17.56	64.03	4.06	1.16	−0.17	1.18
K093	40.24	92.39	0.00	0.00	0.07	26.37	66.07	7.37	0.13	2.30	0.45	0.06	0.99
K094	40.24	92.39	0.00	0.37	5.37	25.47	36.87	22.37	9.57	2.50	1.08	0.06	1.16
K095	40.33	92.30	0.00	0.43	27.50	55.07	10.10	6.77	0.13	1.38	0.71	0.50	1.26
K096	40.05	92.47	0.00	0.23	28.20	52.67	9.67	7.90	1.33	1.49	0.77	0.65	1.63
K097	40.05	92.47	0.00	0.00	1.57	27.53	44.63	25.23	1.03	2.47	0.75	0.04	0.86
K098	39.92	91.10	0.00	0.07	3.13	21.77	38.03	24.63	12.37	2.68	1.05	0.04	1.07
K099	39.92	91.10	0.00	0.00	0.23	1.67	19.27	34.50	44.33	3.58	0.73	0.02	1.44
K100	39.31	91.02	0.00	0.00	3.33	36.75	46.92	12.74	0.27	2.19	0.68	−0.01	0.88
K101	40.12	91.61	0.00	0.00	0.60	38.73	32.83	26.43	1.40	2.36	0.86	0.08	0.76
K102	40.12	91.61	0.00	0.07	3.50	52.60	29.27	13.97	0.60	2.04	0.76	0.33	0.85
K103	40.26	92.46	0.00	0.00	0.50	21.33	51.23	24.50	2.43	2.56	0.71	0.14	0.90
K104	40.26	92.46	2.93	21.37	7.50	18.67	25.27	20.23	4.03	1.69	1.60	−0.17	0.73
K105	40.26	92.46	0.00	0.10	2.73	22.80	31.00	31.13	12.23	2.79	1.04	0.01	0.83

续表

编号	样点信息		沙粒级配/%							粒度参数			
	纬度/(°N)	经度/(°E)	<−1 Φ 砾石	−1~0 Φ 极粗沙	0~1 Φ 粗沙	1~2 Φ 中沙	2~3 Φ 细沙	3~4 Φ 极细沙	>4 Φ 粉沙黏土	M_z	σ_I	Sk_I	K_G
K106	40.25	92.32	0.27	14.60	13.40	6.30	16.13	44.40	4.90	2.23	1.57	−0.57	0.61
K107	39.90	93.35	0.10	11.00	48.30	10.23	11.67	16.70	2.00	1.34	1.35	0.56	0.71
K108	39.90	93.35	0.57	30.03	33.07	11.33	13.53	10.73	0.73	0.98	1.36	0.51	0.76
K109	40.15	92.41	0.90	31.13	23.10	7.57	19.00	16.90	1.40	1.12	1.50	0.46	0.61
K110	40.15	92.41	0.00	0.07	31.43	40.87	10.33	14.93	2.37	1.70	1.04	0.65	0.94
K111	40.15	92.41	0.00	7.20	51.63	16.90	9.67	12.73	1.87	1.23	1.17	0.58	0.90
K112	40.31	92.48	6.50	39.33	21.13	7.93	13.90	10.37	0.83	0.76	1.50	0.52	0.77
K113	40.31	92.48	1.50	20.50	18.03	7.33	21.87	26.70	4.07	1.84	1.60	−0.30	0.60
K114	40.48	92.97	0.00	24.77	62.50	6.43	4.87	1.40	0.03	0.30	0.62	0.38	2.04
K115	39.90	93.35	0.00	0.00	0.00	0.53	76.80	22.57	0.10	2.77	0.31	0.19	1.02
K116	39.90	93.35	0.00	0.00	0.10	12.73	69.20	17.17	0.80	2.55	0.49	0.22	0.95
K117	39.90	93.35	0.00	0.00	0.00	27.47	69.80	2.70	0.03	2.19	0.32	0.14	1.07
K118	39.90	93.35	0.00	0.00	0.00	10.43	77.07	12.33	0.17	2.51	0.41	0.05	1.02
K119	39.90	93.35	0.00	0.00	0.00	6.27	70.47	22.57	0.70	2.67	0.45	0.04	0.98
K120	39.90	93.35	0.00	0.00	0.00	1.17	88.87	9.87	0.10	2.57	0.29	0.26	1.05
K121	39.90	93.35	0.00	0.00	0.00	4.00	78.13	17.73	0.13	2.65	0.38	0.05	1.05
K122	40.09	94.67	0.00	0.00	0.30	35.07	63.80	0.73	0.10	2.08	0.21	0.31	1.42
K123	40.60	92.94	0.00	0.00	0.33	45.00	49.30	4.77	0.60	2.09	0.46	0.18	1.10
K124	40.60	92.94	0.00	0.00	0.10	26.30	70.33	3.20	0.07	2.25	0.41	−0.15	0.99
K125	40.46	92.34	0.00	0.23	13.30	53.43	25.37	7.03	0.63	1.74	0.75	0.23	1.00
K126	40.37	92.36	14.17	38.37	6.47	17.37	13.00	9.97	0.67	0.45	1.58	0.63	0.68

续表

样点信息			沙粒级配/%							粒度参数			
编号	纬度/(°N)	经度/(°E)	<−1 Φ 砾石	−1～0 Φ 极粗沙	0～1 Φ 粗沙	1～2 Φ 中沙	2～3 Φ 细沙	3～4 Φ 极细沙	>4 Φ 粉沙黏土	M_z	σ_I	Sk_I	K_G
K127	40.37	92.36	5.30	24.80	9.30	21.23	19.60	18.23	1.53	1.32	1.67	−0.09	0.59
K128	40.33	92.29	0.00	0.00	0.00	4.83	75.80	19.27	0.10	2.61	0.43	0.21	0.92
K129	40.33	92.29	0.00	0.00	0.77	72.60	20.57	5.30	0.77	1.79	0.50	0.33	1.34
K130	40.33	92.29	0.00	0.17	33.50	50.77	12.00	3.43	0.13	1.32	0.66	0.26	1.13
K131	40.33	92.29	0.23	35.67	42.07	15.00	3.53	3.37	0.13	0.38	0.82	0.19	1.17
K132	40.33	92.28	0.20	11.23	59.60	18.77	3.03	6.83	0.33	0.74	0.84	0.04	2.85
K133	40.33	92.28	1.70	51.50	4.17	20.63	16.57	5.37	0.07	0.40	1.38	0.71	0.73
K134	40.33	92.28	0.00	0.00	0.13	49.63	44.60	5.50	0.13	2.03	0.53	0.13	0.97
K135	40.33	92.28	0.00	0.00	0.10	39.60	55.37	4.90	0.03	2.14	0.49	0.05	0.93
K136	40.19	91.81	0.00	0.00	0.00	0.07	4.57	36.87	58.50	4.17	0.84	0.43	1.16
K137	40.19	91.81	0.00	29.33	4.87	8.53	22.03	31.40	3.83	1.93	1.61	−0.41	0.52
K138	40.17	91.74	0.00	0.77	7.77	23.27	22.67	12.83	32.70	3.01	1.64	0.15	0.80
K139	40.12	91.61	0.00	0.07	16.80	66.80	9.93	6.20	0.20	1.44	0.62	0.48	1.74
K140	39.72	90.69	16.20	8.13	9.53	13.00	23.37	25.93	3.83	1.53	1.50	−0.06	0.33
K141	39.92	90.98	9.67	8.40	1.97	6.40	36.40	34.57	2.60	1.88	1.78	−0.66	1.75
K142	39.92	90.98	3.80	27.43	5.20	9.60	35.60	18.20	0.17	1.58	1.55	−0.51	0.55
K143	39.62	89.78	0.00	0.30	3.57	5.30	11.63	26.10	53.10	3.83	1.25	−0.04	1.59
K144	39.96	91.91	0.00	0.21	7.30	48.08	38.14	5.97	0.30	2.32	0.65	0.05	0.94
K145	39.71	91.82	0.00	0.24	13.94	28.35	36.31	20.04	1.12	2.49	1.03	−0.11	0.84
K146	39.51	91.90	0.00	0.00	1.12	10.02	43.15	40.09	5.61	3.18	0.71	−0.08	1.01
K147	39.45	91.97	0.00	0.60	8.56	47.03	32.35	8.76	2.70	2.33	0.77	0.21	1.10

况越复杂，分选程度也越好。灌丛沙丘和沙砾碛表面沙物质分选中等，丘间地和平沙地的分选较差。而从统计结果来看，在参与统计的 62 个流动沙丘表面沙样中，分选性较好至极好的沙样出现的频率为：横向沙丘 53.57%、线形沙丘 64%、金字塔沙 100%；分选程度中等的频率为：横向沙丘 21.43%、线形沙丘 20%；分选差至极差的频率为：横向沙丘 25%、线形沙丘 16%。对于不反映主导风向的类型，所有灌丛沙丘表面沙物质分选中等以下，65.63%的平沙地、70.83%的丘间地沙样分选性在差及以下等级；沙砾碛下沙物质的分选性较为离散，主要集中在分选中等程度以下，分选较好及以上者仅占 20%。

沙漠中地表沉积物的粒度特征受源区物质和风力分选作用的共同影响，因此，不同沙漠的物质组成各有特色。表 3-3 对比了库姆塔格沙漠 3 种主要的流动沙丘类型与其他沙漠中同类型沙丘表面沉积物的粒度参数。

表 3-3　不同沙漠、不同类型沙丘粒度参数比较

Table 3-3　Comparison of grain size parameters of dune sediments between different deserts and dune types

沙漠名称	横向沙丘		线形沙丘		金字塔沙丘	
	平均粒径	分选系数	平均粒径	分选系数	平均粒径	分选系数
库姆塔格沙漠	2.43	0.82	2.02	0.70	2.50	0.35
巴丹吉林沙漠	2.25	0.52	/	/	2.15	0.33
腾格里沙漠	2.59	0.42	/	/	/	/
塔克拉玛干沙漠	3.08	0.37	3.41	0.31	2.81	0.58
纳米布沙漠	2.20	0.55	2.44	0.37	2.29	0.29
其他沙漠	1.61～3.25	0.41～0.59	2.16～2.67	0.32～0.60	2.09～2.43	0.26～0.41

由表 3-3 可见，库姆塔格沙漠横向沙丘表面沙粒细于巴丹吉林沙漠和纳米布沙漠（Lancaster，1989），但粗于塔克拉玛干沙漠（Wang et al.，2003）和腾格里沙漠东南缘（哈斯等，1996），在世界沙海中处于中等粒径，但分选性明显差于其他沙漠（Lancaster，1995）。除库姆塔格沙漠外，其他沙漠中线形沙丘表面物质的平均粒径主要表现为细沙和极细沙，而库姆塔格沙漠则为中沙，明显偏粗，分选性也较差。库姆塔格沙漠金字塔沙丘表面沙物质的平均粒径较细，仅稍粗于塔克拉玛干沙漠同类型沙丘，但分选性明显好于后者。

2）偏度和峰度

偏度和峰度是频率曲线对称性与尖窄程度的直观反映。偏度体现了粒度分布的对称性，同时也表明了平均值与中位数的相对位置。如为负偏，频率曲线将出现粗尾，平均值位于粗于中位数的位置；如为正偏，频率曲线将出现细尾，平均值位于细于中位数的位置。峰度是度量粒度分布的中部和尾部展形之比，正态曲线的峰度为零。不同类型地表沉积物的偏度和峰度差异见图 3-7。

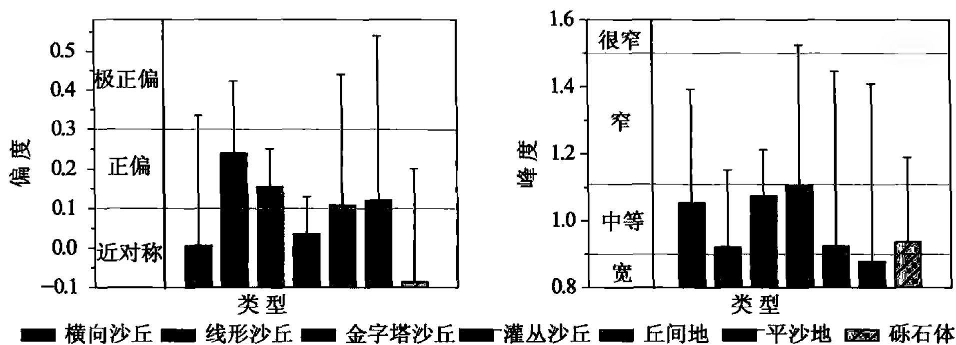


图 3-7　不同类型沉积物的偏度和峰度

Fig. 3-7　Skewness and kurtosis of different sediment types

从库姆塔格沙漠地表沉积物偏度平均结果来看，偏度值介于 0.005～0.26，总体上呈近对称和正偏分布。但就某一类型沙样统计结果而言，各种偏态出现的频率也各有差异。横向沙丘表面沙物质各种偏态均有出现，其中表现为近对称和正偏的频率分别为 25％和 35.71％，同时有 28.57％的沙样表现为负偏和极负偏。线形沙丘和金字塔沙丘所有样品均未出现负偏和极负偏分布，而近对称和正偏出现的频率为 60％～88.89％。灌丛沙丘和沙砾碛表面沙物质近对称分布者达 60％以上。平沙地和丘间地的表面较为类似，各种偏态均占一定比例，以正偏和极正偏为主。

偏态分布的总体特征表明，该沙漠大多数地表沉积物都存在一个细尾，其平均粒径基本上是小于中位数的。我们认为，造成不同类型沉积物偏度差异的原因与不同地貌部位的搬运沉积模式有关。由于细粒物质(粉沙与黏土)一旦起动之后，会随气流做长时间、大尺度的搬运即悬移运动，由此可以推断流动沙丘表面沉积物出现正偏和极正偏（即细尾），不应是悬移物质沉积的结果。所以，正偏出现的原因应从风沙流运动的主要形式——跃移过程来分析。在横向沙丘迎风坡，由于风力沿坡加速并对地表物质吹蚀，使得地表跃移组分（细沙和中沙）不断向沙丘顶部搬运，更细的组分则因较粗物质的遮蔽保护或受颗粒间的吸附力与黏附力作用而留在原地，使得迎风坡组成物质较原始状态细化而出现正偏。在沙丘背风坡，越过沙丘顶部的跃移沙粒因气流分离减速和反向涡内气流的顶托作用，使得风沙流局部过饱和，因而在背风坡发生沉积和滑落，这就会在背风坡细粒物质的基础上增加了一个较粗组分，从而表现为负偏或极负偏。线形沙丘与金字塔沙丘表面沉积物的正偏和近对称分布，与其双风向和多风向气流结构造成的沙粒往复搬运有关，这种模式下跃移组分频繁的运移和堆积使得沙丘各个坡面物质组成趋于均质化，而相对并不活跃的细粒物质趋于富集从而表现为正偏。

同理，不同类型地表沉积物粒度的正偏或负偏分布在峰度上也有一定体现。由于粒度分布存在细尾，使得频率曲线因尾部延伸而趋于宽平，造成峰度值偏小。不同类

型地表沉积物的峰度平均值介于0.88～1.07之间，频率曲线扁平度中等或较宽。从统计结果来看，除灌丛沙丘表面沉积物粒度分布宽至很窄均有出现之外，其他类型沉积物的粒度频率曲线均以中等至很宽为主。

3）粒度参数之间的关系

在粒度分析中，研究者们通常还采用平均粒径对其他3个参数做散点图，以期发现不同类型沙丘、不同沉积环境下的物质分选差异（成都地质学院陕北队，1976）。对单个沙丘表面沉积物粒度参数之间的关系研究表明，平均粒径与分选系数和偏度之间具有良好的线性关系，而与峰度之间存在二次多项式关系（哈斯等，2006）。对于库姆塔格沙漠不同类型地表沉积物而言，由于沙丘类型、采样部位等影响，粒度参数之间关系并不具有单个沙丘那样明显的规律（图3-8）。对于横向沙丘、线形沙丘、金字塔沙丘和灌丛沙丘而言，其分选性和平均粒径之间的关系如表3-4所示。

表3-4　不同类型沙丘分选系数与平均粒径之间的关系

Table 3-4　Relationship between sorting and mean grain size of sediments on different dune types

沙丘类型	分选系数与平均粒径关系	相关系数
横向沙丘	$\sigma_1=1.98-0.52M_z$	$r^2=0.22$
线形沙丘	$\sigma_1=1.10-0.21M_z$	$r^2=0.10$
金字塔沙丘	$\sigma_1=-0.17+0.21M_z$	$r^2=0.27$
灌丛沙丘	$\sigma_1=-0.10+0.36M_z$	$r^2=0.79$

表3-4表明，横向沙丘和线形沙丘表面沉积物的分选性是随着沙粒变细而变好，而金字塔沙丘和灌丛沙丘表面沉积物的分选性随着粒径变细而变差；而平沙地、丘间地和沙砾碛表面沙物质的分选性与平均粒径之间关系表现比较离散。在前人的研究中（Lancaster，1989；1995），一般认为，丘表面沉积物的分选性是随着平均粒径变细而变好的，但从本研究来看，对于金字塔沙丘和灌丛沙丘而言两者之间关系显然相反。

在偏度与平均粒径关系上，陈渭南(1993)、李振山等(1998)对塔克拉玛干沙漠不同类型沉积物的研究表明，两者之间具有正相关关系，但在本研究中，所有类型沙丘均无明显变化规律，难以根据两者之间关系加以区别。不同类型沙丘在峰度与平均粒径之间关系的表现也不尽相同，规律性较为明显的是金字塔沙丘表面沙物质的峰度随着沙粒变细而向宽峰态发展，同时灌丛沙丘和沙砾碛表现出较为一致的规律性，即随着沙粒变细其峰度变窄。

可见，尽管不同类型沙丘粒度参数之间的关系表现存在一定差异性，但对于库姆塔格沙漠而言，仅仅根据粒度参数之间的简单关系区分不同类型沙丘的沉积物，显然是不可取的。

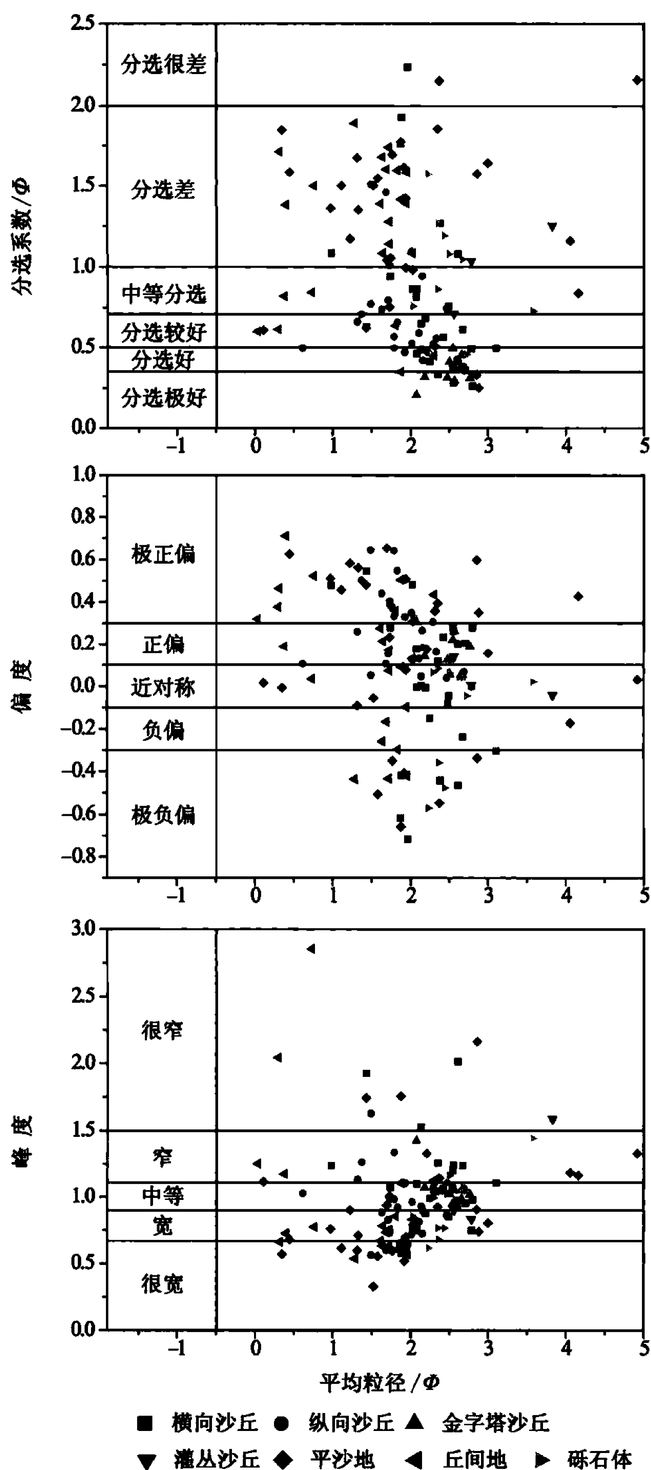


图 3-8　粒度参数之间的关系

Fig. 3-8　Relationship between grain size parameters

2. 粒度分布形式

1）粒级含量

沙粒级配可以直观地反映风成沙的主要粒径组以及不同粒径组沙粒的相对含量。沙粒级配不仅与沙源有关，还与风沙活动中的搬运与堆积过程密切相关。根据 Udden-Wentworth 粒级划分方法，我们统计了不同类型沙丘的粒级百分含量，结果如图 3-9 所示。

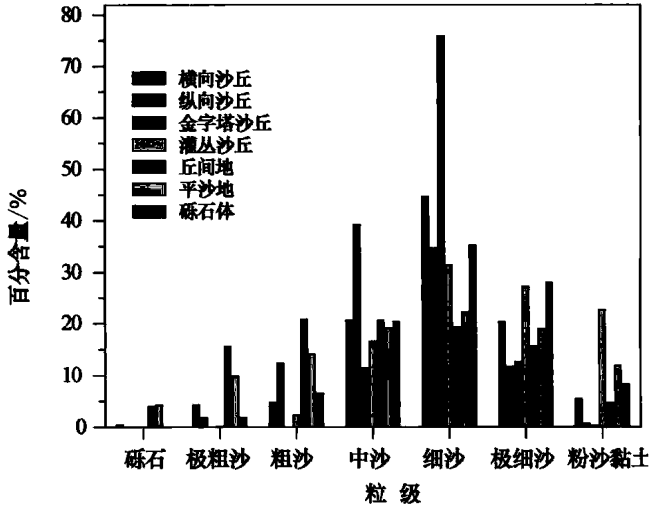


图 3-9 不同类型地表沉积物级配特征

Fig. 3-9 Grain size distribution of different surface sediments

对于流动沙丘而言，优势粒级是细沙和中沙(0.125～0.5 mm)，两者重量百分含量介于 65.03%～87.22%。其中横向沙丘表面含量最高的为细沙(44.54%)，其次为中沙(20.49%)，再次为极细沙(20.31%)，另外还含有 9.33%的粗沙以上和 5.35%的粉沙黏土组分。线形沙丘表面含量最多的为中沙(39.15%)，其次为细沙(34.56%)，粗沙和极细沙含量各占约 12%，不含砾石组分，粉沙黏土含量也很低(0.62%)。金字塔沙丘表面仅细沙含量就占 75.84%，极细沙和中沙含量各占约 12%。导致不同类型流动沙丘表面物质粒级分布差异的原因，主要是受沙丘形成过程中物质供应和风况差异的影响。

灌丛沙丘表面沙粒以细沙和极细沙为主(0.125～0.25mm)，两者合计含量为 58.53%；粉沙黏土含量也较高，可达 22.59%；另有 16.48%的中沙和少量粗沙与极粗沙，不含砾石组分。灌丛沙丘的粒级分布特征，反映了其物质组成系由表面植被对运动沙粒捕获并固定而来。

沙砾碛的沙物质组主要为细沙和极细沙，两者含量为 65.17%；其次为中沙

20.26%，粗沙和极粗沙、粉沙黏土各占8%左右。沙砾碛表面的沙物质主要为跃移运动粒级，这或将有助于揭示其形成发育过程。

丘间地和平沙地的粒级分布较为离散，各粒级均有出现，优势粒级不明显，说明这两种类型沉积环境较为复杂，或受源区物质的影响较大。

2）峰态和众数

峰态和峰度是有区别但又有联系的两个概念，前者表明了粒度频率分布曲线中峰值的个数，而后者表示其扁平度，一般来讲多个峰态对应的峰度值较小（即频率曲线较为宽平）。众数相应于峰态而出现，是粒度分布频率曲线中峰态所对应的粒级。地表沉积物的峰态和众数可以有一个以上，反映了沉积物来源不同或分选动力的变化。从粒度分布的频率曲线或直方图中可直观判断出不同类型沉积物的峰态和众数。我们统计了库姆塔格沙漠不同类型地表沉积物的峰态（图3-10）。流动沙丘一般以单峰态为主，但少数横向沙丘迎风坡下部、线形沙丘两侧底部、丘间地、平沙地等类型的沉积物样品出现了两个以上的众数，这里只统计了出现频率最高的前3个众数（表3-5），表中的众数值为相同类型地表沉积物的平均值。

根据众数统计结果，横向沙丘、线形沙丘表面沉积物一般为单峰分布，占优势的粒级为细沙（2.45～2.49 Φ）；少数横向沙丘迎风坡下部和线形沙丘两侧坡面样品出现了双峰分布或三峰分布，但横向沙丘迎风坡下部的第二和第三众数一般为极细沙和粗粉沙，而线形沙丘两侧则多为中沙或粗沙。造成这种现象的原因，对于横向沙丘迎风坡下部而言，风力差异分选引起的较粗物质残留及其遮蔽下细粒物质相对富集，而

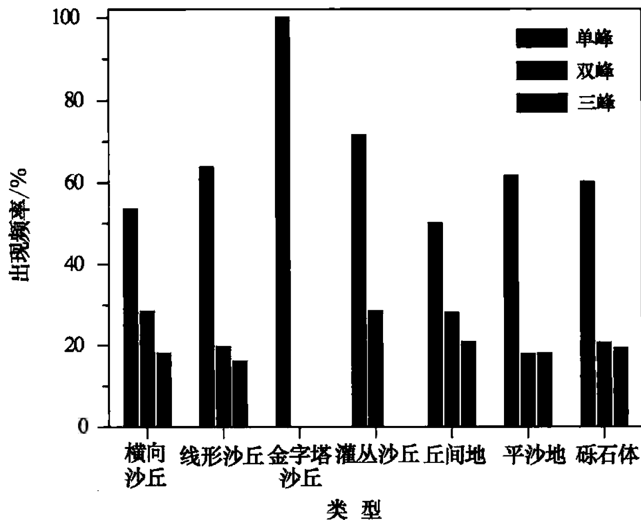


图3-10 不同类型地表沉积物的峰态

Fig. 3-10 Kurtoses of different surface sediments

表 3-5 不同类型地表沉积物的众数及出现频率

Table 3-5 Mode and frequency of different types of surface sediments

类型	第一众数（Φ值）	第二众数（Φ值）	第三众数（Φ值）
横向沙丘	2.49	3.2	4.17
线形沙丘	2.45	1.17	0.49
金字塔沙丘	2.48	/	/
灌丛沙丘	2.51	3.42	/
丘间地	−0.5	1.19	3.5
平沙地	2.48	−0.16	3.48
沙砾碛	2.52	3.21	0.48

对线形沙丘而言，主要是因为其两侧丘间地较粗沙粒在风力作用下，其坡面底部运移的结果。Vincent（1984）在沙特阿拉伯内夫德沙漠的横向沙丘迎风坡、Folk（1971）在澳大利亚辛普森沙漠的线形沙丘两侧，也分别发现了部分流动沙丘表面沉积物存在双峰或三峰分布现象。

金字塔沙丘表面沉积物均为单峰分布，众数位于细沙粒级。灌丛沙丘表面物质主要来源于形成灌丛的植被截留风沙流中的跃移组分和捕获固定较细组分，因而其第一众数为细沙，而第二众数为极细沙。沙砾碛表现出了与灌丛沙丘相似的众数态，说明沙砾碛自身作为一种地形障碍，与灌丛沙丘一样，导致风沙流在其周围减速堆积，同时其疏松多孔的特性也可捕获固定一定量的细粒物质。

丘间地沉积环境较为复杂，不仅与风力分选有关，还会受控于下伏沉积物，因此其频率曲线多为三众数或多众数，集中出现的众数区间为−0.48～0.52 Φ、0.76～1.62 Φ、3.20～3.80 Φ。平沙地既可接受物质堆积，也可成为风蚀物质源区，因而其众数表现与丘间地具有相似之处，也出现了细尾和粗尾，多表现为三众数分布。所不同的是，平沙地表面沉积物第一众数主要集中在细沙粒级，而第二和第三众数分别为极粗沙和极细沙。

众数的上述变化特征表明，尽管物源粒度组成的区域差异对地表沉积物的粒度分布起着决定性作用，但不同类型沙丘形成发育过程中独特的风况条件和沙丘不同部位气流的搬运能力，对沙丘表面的物质分选和粒度分布也有重要影响。因此，需要进一步从粒度分布特征出发讨论其搬运动力条件的差异。

3. 累积概率曲线

一般而言，地表沙粒在风力的作用下会以 3 种不同的形式运动，运动方式主要取决于风力大小、沙粒直径或质量。Bagnold（1941）的研究表明，对于粗沙和极粗沙（−1～1 Φ），一般以蠕移的形式在地表滚动或滑动；较细的沙粒如细沙和中沙，会在风力作用下以跃移的形式向前搬运；而对于粒径更细的沙粒（>4 Φ）则会以悬移的

形式随风运动。近地表风沙运动主要表现为跃移形式，这种运动方式不仅造成地表沉积物的搬运堆积，形成各种风沙堆积形态，同时在搬运过程中也造成了物质分选，使地表沉积物的粒度特征发生变化。

大量研究证实，沉积物的粒度分布通常不是一个简单的对数正态分布，而是有两个或三个对数正态组分组成，每一部分都具有不同的平均粒径和分选系数。这种关系表现在累积概率曲线上，就是两条或三条具有不同斜率的线段。Visher（1969）最早用概率累积曲线揭示沉积物搬运方式与粒度分布之间的关系，籍此可以推断沉积物形成的沉积环境。现有的研究结果表明，对于风成沉积物而言，概率累积曲线一般存在1～3个截点，可将粒径分布划分为2～4段相互独立的线段。风沙活动愈频繁、愈强烈，曲线特征就越陡（陈渭南，1993）。库姆塔格沙漠不同类型沉积物的典型概率累积曲线如图3-11所示。

针对每一种类型的沉积物，各选取了3条具有代表性的概率累积曲线。其中，横向沙丘表面分别选取迎风坡、丘顶和背风坡的地表沉积物，而线形沙丘的3条曲线分别为两侧坡面和丘顶，金字塔沙丘为3个不同的滑落面，其他类型则选取了不同区域的地表沉积物概率累积曲线。

在概率累积曲线图中，线段的斜率越陡，表明分选性越好。图3-11表明，就分选性而言，金字塔沙丘表面沉积物的分选性表现一致，且好于其他类型的沉积物；线形沙丘表面不同部位沉积物的分选性也较为一致，但分选程度低于金字塔沙丘；横向沙丘顶部分选最好，背风坡次之，迎风坡的分选性相对较差。这三种流动沙丘表面沉积物的概率累积曲线所反映的分选性，进一步验证了风况越复杂、分选性越好的规律。

从线段截点出现位置来看，流动沙丘多为二段或三段式，其他类型多为三段或四段分布。陈渭南（1993）、吉启慧（1996）、李振山等（1998）对塔克拉玛干沙漠的研究结果也存在相似的规律，这说明沉积物的运动模式与搬运的动力条件密切相关。流动沙丘概率累积曲线的截点位置表明，其表面一般不含悬移组分，地表蠕移组分仅出现在横向沙丘迎风坡，截点位置为－0.01 Φ，这可能与该样品采自迎风坡下部且包括部分较粗沙粒有关。除此之外，另一个明显的特征是，流动沙丘表面普遍存在两个跃移组分，截点一般介于1.65～2.95 Φ之间。陈渭南(1993)认为，两个跃移组的普遍存在与区域风向条件有关，库姆塔格沙漠的风况条件也证明了这一点（屈建军等，2007）。

灌丛沙丘表面沙物质的概率累积曲线表现为两个跃移组和一个悬移组，其截点位置分别位于0.97～2.66 Φ，3.9～4.38 Φ。其悬移组的出现反映了灌丛植被对运移沙粒的截留捕获作用，导致细粒物质在沙丘表面富集。

丘间地和平沙地营力性质决定了其概率累积曲线多为三段或四段式，地表蠕移组的截点0.08～1.03 Φ，分选较好；两个跃移组的截点在1.24～3.45 Φ，其中较粗的跃移组分选性差于较细的跃移组；悬移组截点为4.08～4.28 Φ，一般分选较好。

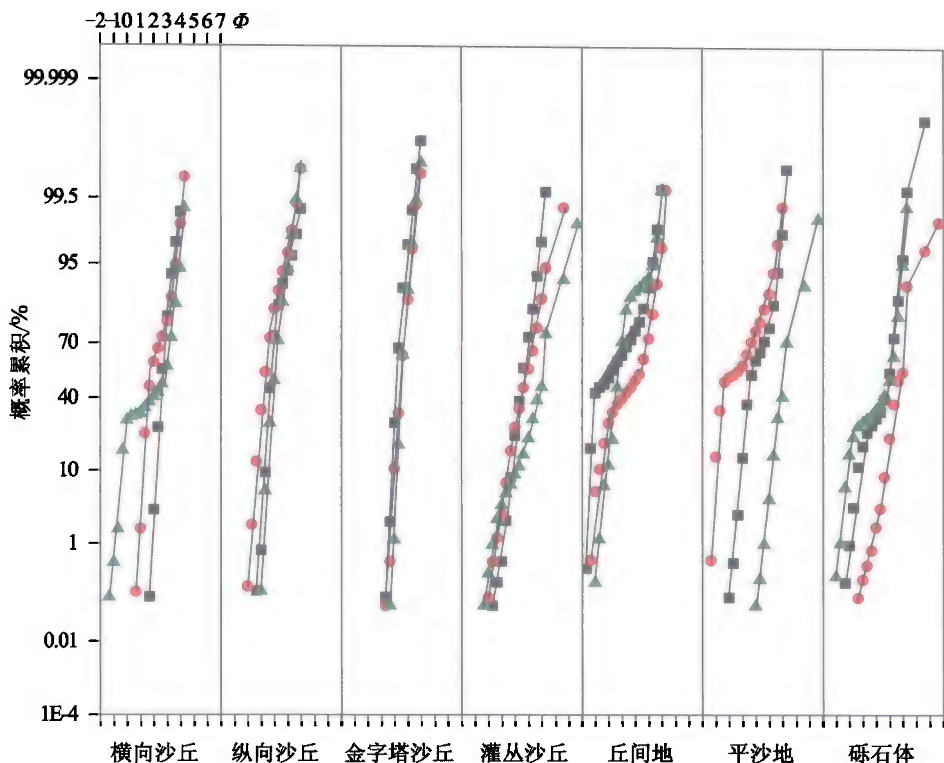


图 3-11　不同类型沉积物的典型概率累积曲线

Fig. 3-11　Cumulative probability plots of different sediment types

沙砾碛表面沙物质表现为三段或四段式，其中第一段的截点介于 0.32～1.43 Φ 之间，这其中包括了蠕移和部分跃移组分，该截点存在的原因即可能与地表蠕移有关，又可能与沙砾碛下原来的下伏物质有关；两个跃移组的截点介于 2.05～2.91 Φ 之间，较粗的组分分选性差于较细组分；悬移组截点介于 3.97～4.36 Φ 之间，该组分的存在表明沙砾碛作为一种地表障碍，对运移沙粒有截留作用，而截留的细粒物质可通过砾石之间的缝隙下渗并得以保存。

4. 区域变化

粒度特征的区域变化受控于不同区域的物质来源和风况的影响。Lancaster（1989）曾研究了纳米布沙漠的平均粒径和分选性的区域变化，表明沿主风向（西南风）存在粒径变细、分选变好的趋势。Mischke（2005）通过分析巴丹吉林沙漠沙丘沙的粒度，提出了沙漠内部风成沙沉积由西北向东南方向存在微弱但又确实变细趋势。但是，也有的沙漠并不存在规律。例如，朱震达等（1981）对塔克拉玛干沙漠沉积物进行粒度分析的结果表明，并不存在这种顺风向的递变规律，认为该沙漠的风成沙并非源于一个固定沙源，而是不同区域的下伏物质经风力就地改造而形成的，风的作用主要表现为从上风向带来物质混入以及对地表沉积物的就地分选。我们认为，上

述两种观点都有可能，如果一个沙漠的物质主要来源于相对单一的沉积物，那么就可能存在这种顺风向的递变规律；相反地，如果一个沙漠的物质源区较多，就会造成不同区域的物源不同，风力作用则仅能体现在上风向物质混入和沉积物就地分选上。因此，对于特定沙漠物质粒度分布的区域差异，应结合区域沉积环境作具体分析。

库姆塔格沙漠南部为阿尔金山，北部为北山，多条季节性河流和洪沟南北贯穿沙漠主体，加之第四纪以来该沙漠周边存在疏勒河、党河、罗布泊等水体，其可能的物源就有洪积、冲积、湖积相物质。同时，这些大的地貌单元可改变区域环流结构并影响局地盛行风向，这对不同区域的物质分选过程有着重要影响。因此，库姆塔格沙漠地表沉积物的粒度特征区域差异明显(图 3-12)。

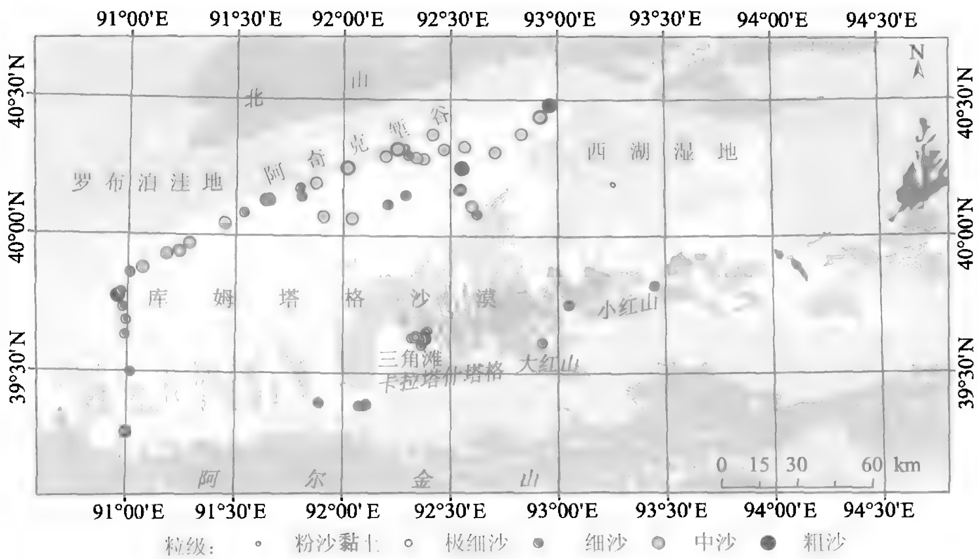


图 3-12 库姆塔格沙漠地表沉积物平均粒径区域差异

Fig. 3-12 Regional variation in mean grain size of surface sediments in the Kumtagh Desert

从图 3-12 可以看出，整个沙漠以细沙和中沙为主，总体上呈由西北向东南沙粒变细趋势。平均粒径的区域分布表明，中沙主要分布在沙漠的北部(40°N 以北)和西北边缘的线形沙丘区，而细沙的分布区包括沙漠西部的小泉沟沿线、阿尔金山北麓以及卡拉塔什塔格、大红山、小红山等中低山地的北侧、党河东岸的鸣沙山及周边地区，这些地区的沙丘类型多为横向沙丘(包括新月形沙丘和沙丘链、格状沙丘、复合或复杂横向沙垄等)或金字塔沙丘与沙山。在沙漠中部(91°00′～92°30′E)地区，尽管采样点较少，但根据已有的资料(刘虎俊等，2006；魏怀东等，2007)判断，也以细沙为主。粗沙或更粗组分的分布区包括小泉沟口、三垄沙雅丹周边以及沙漠北部的线形沙丘丘间地和深入沙漠内部的戈壁等。极细沙和粉沙黏土分布的区域性也较为明显，主要为沙漠内部冲沟两侧、沙漠外围的冲洪积平原以及山前冲洪积扇，包括西湖湿地、阿尔金山北麓的三角滩以及沙漠西北缘的阿奇克谷地等区域。

尽管库姆塔格沙漠地表沉积物的平均粒径存在北粗南细的区域差异，但尚不能简单认为该沙漠的物质源区就是其北部的洪积物以及西北部的湖积物。尽管来自于北山的洪积物和来自于罗布泊的湖积物可提供大量沉积物，然则这些沉积物必然是在风力的作用下由北向南搬运，从而形成北部较粗、南部较细的物质分选差异。但从风况资料（屈建军等，2007；廖空太等，2008）和沙丘落沙坡倾向来看，该沙漠北部盛行风向为偏东北风和东南风，明显与预想的物质搬运路径不符。结合沙漠北部平均粒径分布状况来看，并不存在沿主导风向沙粒逐渐变细的趋势。因此，可以排除沙漠北侧的洪积物和湖积物作为主要物源的可能性。

如果把沙漠南缘的阿尔金山及周围的中低山地作为物质源区，由于山地与沙漠之间存在巨大高差，季节性洪流可以很方便地将大量风化碎屑物质搬运至山麓甚至更北的地区，沙漠内部存在的众多沟谷（俄有浩等，2008）也说明了这种可能性。因此我们推测，源于阿尔金山及周围山地的碎屑物质在被洪水向北搬运之后，极有可能会受偏北风的作用而向南运移并发生分选。

因此，库姆塔格沙漠地表沉积物平均粒径的区域差异和现代风况，基本上反映了盛行气流对局地物质的就地分选，并不能单纯依据平均粒径的区域差异判断沙漠物质的具体来源。

3.1.3 粒度参数所反映的沉积环境

尽管难以根据粒度参数的区域变化判别库姆塔格沙漠的物质来源，但粒度参数可以反映其所经受的沉积环境，而这些沉积环境信息在一定程度上反映了沉积物的搬运历史和分选过程。Sahu（1964）为了区分沉积物搬运能量相近的沉积环境，将线性多元判别方法引入了沉积物粒度分析。这种分析方法基于一个基本假设，即碎屑沉积物的粒度能反映介质的流动性和沉积位置的能量。他根据大量已知环境的沉积物粒度参数，建立了 4 个不同的判别公式，用于区分不同的沉积环境。基于图解粒度参数，Sahu(1964) 给出了以下 4 个判别函数：

Ⅰ. 风成和海滩

$$Y_{风成,海滩} = -3.5688M_z + 3.7016\sigma_I^2 - 2.0766Sk_I + 3.1135K_G \tag{3-6}$$

如果 $Y < -2.7411$，为风成环境；$Y > -2.7411$，则为海滩环境。

Ⅱ. 海滩和浅海

$$Y_{海滩,浅海} = 15.6534M_z + 65.7091\sigma_I^2 + 18.1071Sk_I + 18.5043K_G \tag{3-7}$$

如果 $Y < 65.3650$，为海滩环境；$Y > 65.3650$，则为浅海环境。

Ⅲ. 浅海和河流

$$Y_{浅海,河流} = 0.2852M_z - 8.7064\sigma_I^2 - 4.8932Sk_I + 0.0482K_G \tag{3-8}$$

如果 $Y < -7.4190$，为河流环境；$Y > -7.4190$，则为浅海环境。

Ⅳ. 河流与浊流

$$Y_{河流,浊流} = 0.7215M_z - 0.4030\sigma_I^2 + 6.7322Sk_I + 5.2927K_G \tag{3-9}$$

如果 $Y<9.8433$，为浊流环境；$Y>9.8433$，则为河流环境。

线性判别分析是根据粒度参数特征区分现代风成沙最有效的方法，Moiola 等（1979）对内陆沙丘、海岸沙丘以及丘间地沉积物进行分析的结果，也证明了这一点。何清等（2009)根据库姆塔格沙漠不同区域的 20 个地表沉积物粒度参数，采用前 3 个判别函数计算得出了这些样品分属不同的沉积环境，认为沙漠西部和东南缘以风成环境为主，北缘为河流冲积（洪积）沉积物，中北部以及腹地和南部兼有冲洪积、河湖与风成沉积。我们根据此次采集的大量地表沉积物样品，应用上述判别函数计算了各种沉积环境，并进一步区分了河流与浊流沉积，判别结果如图 3-13 所示，表明库姆塔格沙漠地表沉积环境具有明显的区域性。

风成环境主要出现在各种流动沙丘分布区。在沙漠西部的小泉沟沿线，所采集的地表沉积物样品主要是冲沟两侧新月形沙丘及沟谷中滑落的流沙。沙漠中北部的样品主要采自线形沙丘表面，沙漠南部及三角滩、小红山附近主要为新月形沙丘及沙丘链、格状沙丘、复合横向沙垄表面样品，多坝沟和敦煌鸣沙山主要为金字塔沙丘和沙山的表面沙洋。因此，根据已知的采样环境，可以认为，Sahu（1964）判别方法较好地区分出了风成沉积环境。

图中另一个明显的特点是在沙漠中北部及紧邻阿奇克谷地的沙漠北缘出现了海滩和浅海沉积。根据目前的地貌格局和沉积环境来看，该区域并不具备海洋沉积条件。对此合理的解释是：Sahu（1964）并未提出区分浅海和湖泊环境的判别函数，而湖泊与浅海沉积比较相似，主要区别在于沉积物矿物组成和碳酸盐含量，但这些区别对粒度的影响较小。因此，我们推测，该区域实际上是湖泊沉积环境，其西北紧邻罗布泊洼地、阿奇克堑谷以及三垄沙残存着大量的湖相沉积——雅丹，都说明了这种可能性。

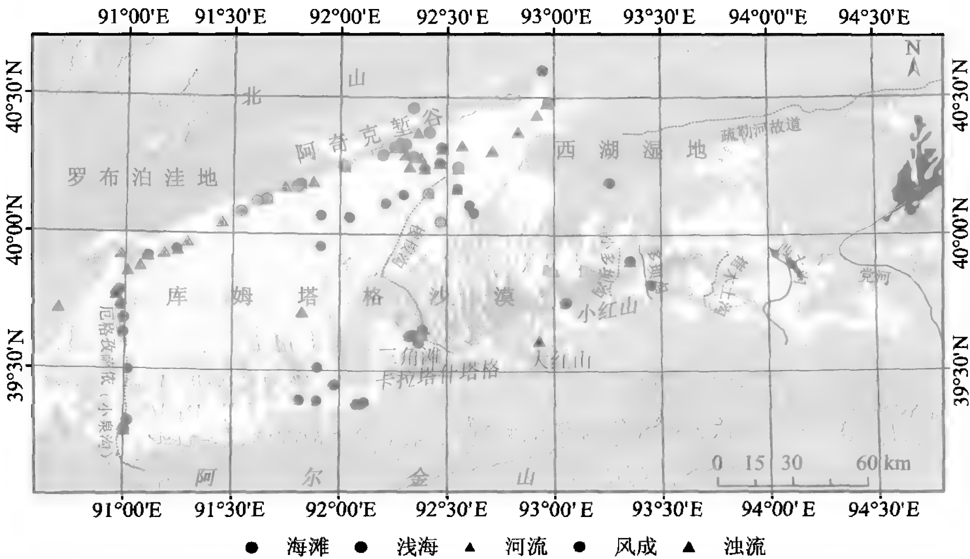


图 3-13 应用 Sahu（1964）判别函数区分的沉积环境

Fig. 3-13 Depositional environments identified by Sahu's (1964) discrimination function

Sahu（1964）所提及的河流沉积实际上是河口三角洲环境，因为其所采用的样品主要为三角洲沉积物。库姆塔格沙漠的河流（三角洲）沉积环境出现在沙漠西部的小泉沟口、沙漠南部的三角滩，这一点也比较符合实际情况。而对于沙漠西北和北部边缘存在的大量浊流堆积，我们认为这并不能说明该地区就是海洋沉积环境。因为根据浊流发生条件和性质，它是一种富含悬浮固体颗粒的高密度水流，主要靠重力驱动下沿斜坡呈片状向下流动（任明达等，1981）。根据库姆塔格说明浊流沉积环境的地理位置和周围的沉积环境，我们推测，这里判别出的浊流沉积实际上是与浊流具有相似运动性质的洪水堆积。这是因为沙漠南部的阿尔金山与罗布泊洼地之间存在巨大高差，因而携带大量碎屑物质的洪水可以顺坡而下到达并注入罗布泊，搅动原来由较细物质组成的湖泊沉积，形成一种类似浊流堆积的沉积相。目前季节性洪流仍可从穿越沙漠内部（如小泉沟、梭梭沟等）而到达已干涸的罗布泊和阿奇克堑谷，也说明了洪水作用可以在沙漠北部形成类似浊流的沉积环境。

根据上述分析，可以认为库姆塔格沙漠地表沉积物来源多样，且区域差异明显。流动沙丘分布区主要是风成环境，包括沙漠内部、西部、东南部以及党河南岸等地。季节性河流沟口为河流或三角洲沉积，包括小泉沟和三角滩附近沟谷。在沙漠北部和阿奇克堑谷南缘，部分沉积物粒度表现出湖相沉积特征。由于源于阿尔金山的洪流顺坡而下穿越沙漠并到达其北缘，因而在沙漠北部和西北边缘、沟谷穿越的沙漠腹地，部分沉积物呈现了洪积物特征。

结合粒度所反映的沉积环境区域差异和现代环流结构，可进一步推测库姆塔格沙漠可能的物质源区。由构造运动控制的地势特征造成了“北低南高”的盆山格局（王树基，1987），因而阿尔金山和罗布泊之间存在的巨大高差有利于洪水和融水将大量剥蚀物质由高山搬运至较低的山麓地带甚至更低的位置。据此可以认为，源于阿尔金山洪积物、河流冲积物、罗布泊湖积物（这里姑且不讨论罗布泊湖相沉积的物源问题）以及沙漠下伏地层的风化产物是库姆塔格沙漠主体的主要物源。俄有浩等（2008）的研究认为，阿尔金山北麓洪积扇的发育与古水系变迁奠定了该沙漠形成的物质基础。

根据流水搬运的特点，应该是上游地区沉积物较粗，下游地区较细。但库姆塔格沙漠地表沉积物的平均粒径总体规律是北粗南细（图 3-12）。尽管目前对沙漠内部不同区域的流动沙丘下伏物质粒度特征并不清楚，但是地表沉积物平均粒径所表现出的区域差异，应该是现代风况对上述不同来源地表沉积物进行搬运和分选的结果。库姆塔格沙漠地区处于蒙古-西伯利亚高压的西南缘，受西风气流北支的控制。在冬季1 500 m高空气流线上，94°E 附近存在一条 NNE-SSW 的气流辐散线，因此，该沙漠冬季处于偏东风气流控制下。夏季时，副热带高压北移，西风带随之北进，在1 500 m高气流线上，十三间房至铁干里克之间存在一条 NE-SW 向气流辐合线，受其影响，此时库姆塔格沙漠盛行东北风。春秋季节的风向大致与此相同，其强弱受气流辐合与辐散线位置的影响（朱震达等，1981；李江风，2003；夏训诚等，2007）。偏东风和偏北风的作用，加之盛行风在山麓地带受阻演变为地方性风系，形成了库姆

塔格沙漠独特的风沙地貌格局，同时也使地表沉积物发生了差异搬运，沙漠北部大量较细物质向南运移，而较粗的物质因难以起动则存留原地。图 3-12 展示的中沙主要分布在沙漠北部和西北边缘，而细沙主要分布在沙漠南部和东南部，就是上述风力搬运和分选的结果。

本节对库姆塔格沙漠沙物质的粒度分析结果表明，流动沙丘表面沉积物的平均粒径介于 2.02～3.06 Φ（0.12～0.25 mm）之间，属中沙到细沙粒级；分选程度较好至中等（0.35～0.82 Φ），且形成沙丘的风况越复杂，分选程度越好。沙丘沙主要为近对称至正偏分布，峰度值介于 0.88～1.07 之间，表现为中等或宽峰态。从粒度参数之间关系散点图难以区分不同类型沙丘的沉积物。

从不同类型沙丘来看，横向沙丘表面沙粒细于巴丹吉林沙漠，粗于塔克拉玛干沙漠和腾格里沙漠东南缘，在世界沙海中处于中等粗细，但分选性明显差于其他沙漠。线形沙丘表面物质的平均粒径主要表现为细沙，粗于我国其他沙漠同类型沙丘，分选性也较差；金字塔沙丘表面沙物质的平均粒径较细，仅稍粗于塔克拉玛干沙漠同类型沙丘，但分选性明显好于后者，与巴丹吉林沙漠接近。

流动沙丘的优势粒级为细沙和中沙（0.125～0.5 mm），两者重量百分含量介于 65.03%～87.22%。从峰态来看，所有地表沉积物均以单峰态为主（50%以上），其中金字塔沙丘表面沉积物全部为单峰态，众数平均值 2.48 Φ；横向沙丘、线形沙丘的第一众数出现在 2.45～2.49 Φ 之间，由于横向沙丘迎风坡不同部位的差异分选和线形沙丘丘间地较粗物质在季节性风向作用下向沙丘两侧坡面底部运移，使得这两种沙丘表面部分沉积物出现了双峰或三峰分布。从概率累积曲线以及线段截点出现位置来看，流动沙丘多为二段或三段式，说明沉积物的运动模式与搬运的动力条件密切相关。灌丛沙丘和沙砾碛表面沉积物的粒度参数表明，两者在阻滞运移风沙流并导致风沙堆积方面可能具有相似的动力过程。

根据粒度参数，并采用 Sahu（1964）判别函数进行沉积环境判别结果，库姆塔格沙漠地表沉积物的可能来源主要包括了阿尔金山的冲洪积物、罗布泊的湖积物及沙漠下伏地层的风化产物；盛行气流及山体阻挡形成的局地环流对地表沉积物的差异分选和搬运，进一步造就了地表物质北粗南细的区域差异。当然，Sahu 判别方法仅能提供沉积环境的参考信息，关于该沙漠具体的物质源区，尚需通过对比地表沉积物的轻/重矿物组成（Sharp，1966；Lancaster，1983）、分析微量元素的地球化学特征差异（Muhs et al.，2003）等方法进行深入探讨。

3.2 矿物与地球化学元素组成

任何古代和现代的沉积物都包含有它们形成和演化的矿物与地球化学信息，地层中各种元素的分布、迁移规律，除受元素本身理化性质而具有不同特性外，还因其在风化、迁移和沉积过程中受气候环境等变化而产生地球化学行为的差异（刘英俊等，1984），这些条件决定了沉积物中化学元素和化合物的分布及其地球化学特征，据此

可以讨论它们的沉积环境及其与环境因素的关系，在分析物源和古环境重建等方面都有积极的作用（任明达等，1981；Nesbitt et al.，1982）。因而，在研究第四纪沉积物，特别是现代沉积环境的研究中，矿物和地球化学方法是十分重要的一个方面，通过对沉积物矿物组合的分析，并利用地层沉积物中各种元素的时空分布变化，及其与可能源区的对比，可以定性地给出源区的位置和源区岩石的组成特征。风沙沉积是地球表面岩石在物理、化学风化作用下形成的（朱震达等，1980；Begnold，1941；吴正等，2003），沙物质的矿物、化学元素组成对其形成、来源和沉积环境等都有一定的指示意义，通过矿物组成和矿物类型的分析，可以大致确定矿物的来源区、搬运途经和沉积环境（任明达等，1981）。沙粒经过风力吹扬后在粒度组成和矿物组成发生变化的同时，也改变着风成沙的化学成分。不同地貌位置、不同类型沙物质的化学成分不尽相同。因此，研究风成沙的化学成分对于认识沙漠的成因及风沙地貌的动力演化过程具有重要意义（吴正等，2003；钱亦兵等，1993）。

作为干旱、半干旱区重要而独具特色的风成沉积物，在中国大陆的分布面积广，沉积厚度大，其物质组成特征和来源一直受国内外众多地质和沙漠学家的注目（朱震达等，1980；Liu et al.，1993；Muhs，2004）。自20世纪50年代后期以来，学者先后对黄土沉积物的主要化学成分和分布进行了较全面研究，其后，又开展了微量元素、稀土元素研究（刘东生等，1966，1985；刘宝珺，1980；Újvári et al.，2008）。这些研究成果为讨论黄土沉积物的物质来源、堆积过程中的古气候、古环境变迁及黄土的改造、利用提供了重要的资料（刘东生，2009）。由于沙漠条件苛刻，受交通和通信设施所限，要取得大量第一手资料困难很大，目前有关中国北方沙漠沉积物的矿物和地球化学元素组成的报道，也仅是一些从沙漠边缘（塔克拉玛干、准噶尔盆地）及东北沙地采集的样品分析而来的珍贵资料（Liu et al.，1993；钱亦兵等，1994；谢静等，2007）。所以，相对黄土而言，真正有关沙漠沙物质组成较为详细的资料是从20世纪八九十年代才开始零星报道，主要涉及物源分析（钱亦兵等，1993，1994，2001；Weltje et al.，2004；Garzanti et al.，2007；Yanget al.，2008）、侵蚀和沉积过程（刘宝珺，1980；Nesbitt et al.，1996，1997；邵磊等，2000）、粉尘输送（张小曳等，1996；孙业乐等，2004；孙继敏，2004；谢远云等，2006），以及大陆风化与古环境重建（陈骏等，1997，2001；Ding et al.，2001；Chen et al.，2001；Újvári et al.，2008）等各个方面，使用矿物组成、元素和同位素示踪的方法追溯沙漠沙的物质来源，探讨了沙漠和黄土沉积的地质演化过程及产生的粉尘对现代环境影响。

然而，现有的这些报道采样间距较大，缺乏沙漠腹地的样品，难以形成一个关于沙漠物质组成较为系统的整体数据资料（Honda et al.，1998），不能对沙漠沙物质形成、侵蚀搬运与沉积过程中的风化作用对沙漠矿物和元素组成的影响进行详细的分析与讨论。近年来，随着通信和交通手段的改进，以及各项科考设备条件的改善，使得人们深入沙漠腹地进行全面、大规模的科学考察成为可能。本节中，我们将从矿物学、元素地球化学及沉积学的角度对近几年库姆塔格沙漠野外科考过程中采集到的大

量沙样进行细致的分析，以探讨沙漠沉积物在物质组成和沉积过程中的空间异质性，从而揭示其物源信息及沉积意义。

3.2.1 样品的采集与分析

1. 样品采集

库姆塔格沙漠处于极端干旱区，自然条件严酷，给沉积物样品的采集工作带来很大困难。为了获取整个沙漠的代表性样品，我们曾选择不同的线路，多次深入沙漠。选择的采样线路包括东西向(沙漠北缘和南缘)和南北向(大致沿小泉沟和梭梭沟)(图 3-14)，共选取了 100 个样品，分析其矿物和地球化学元素组成及其空间变化。采集的沉积物样品均为表层样，样品重约 1kg，用采样袋带回实验室以备分析。采样时用 GPS 打点，记录准确的经纬度、高程和地貌部位，并对采样点周围的地貌、植被等自然地理环境特征进行详细描述，以备后期资料的整理与分析。

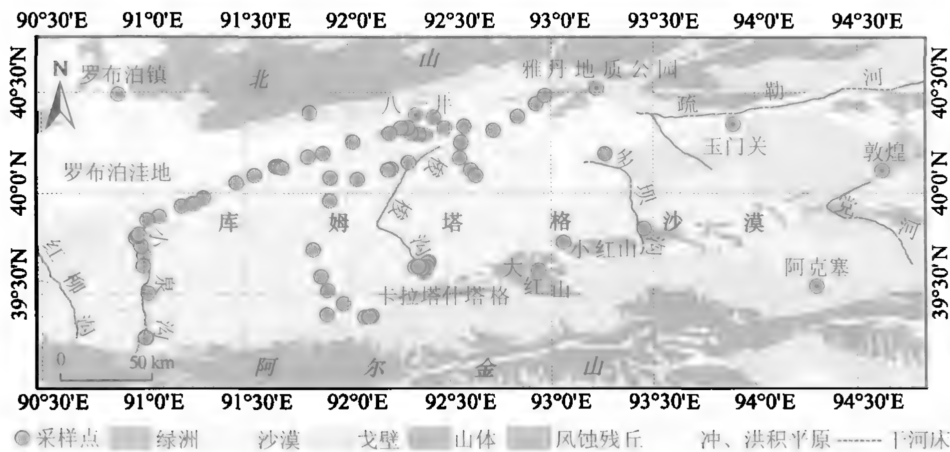


图 3-14 库姆塔格沙漠地理概况及采样点分布图

Fig. 3-14 Sampling sites for sediment mineralogy and geochemistry

2. 样品测试与分析

沉积物矿物分析在国土资源部兰州矿产资源监督检测中心(甘肃省中心实验室)进行，应用了偏光薄片鉴定和 X 射线衍射(XRD)两种技术。为达到定量分析的目的，首先将经过挑选的沙样进行矿物鉴定，对沙矿物的组成特征做出初步的人工定性判断，掌握其大概组成及含量范围，所用主要检测设备为 OPTHOLUX Ⅱ POL-BK 偏反光显微镜。然后，再用日本理学 D/MAX-2500X 射线衍射仪进行定量分析。实验条件：扫描速度 10° $(2\theta)\cdot min^{-1}$，Cu 靶，扫描范围 2°～65°，采样步宽 0.02° (2θ)，管压 40 kV，管流 125 mA。由于 XRD 方法一般能对样品的主要矿物组成进行准确分析，但对含量较小的矿物其分辨能力就受到限制，所以本研究中的沙矿物组成也只能是半定量的结果，但足以反映其沉积环境信息。

在国土资源部甘肃省中心实验室用 X 射线荧光光谱仪进行了常量和微量共 24 种元素的测试。沉积物地球化学元素分析采用日本理学 3070E 型 X 射线荧光光谱仪测定，将样品风干，研磨、过 200 目筛，并压之成片进行分析、量测，经计算机处理后得出各元素的分析结果。元素浓度的测量结果，经国家标准参考物质 GSR1-6 和 GSD1-9 近 20 个平行样品精密度及准确度验证，元素分析误差≤2%，表明此次分析结果良好。

3.2.2 矿物组成

为了便于对众多样品的分析结果进行分析和讨论，将采样点分为北部、西部、南部和东部 4 个区域，各样品的矿物组成及其含量列于表 3-6。从表 3-6 可以看出，受物源、后期风化和搬运等因素的影响，库姆塔格沙漠表层沉积物矿物组成比较复杂，有 20 种之多，轻矿物和各类岩屑含量较高，重矿物含量较低。按照 Pettijohn 等（1987）的砂岩分类系统[1]，该区沙物质绝大多数属长石-岩屑系列（图 3-15）。矿物组成的区域差异不明显。以下将对各类矿物组成及其空间变化特征分别加以讨论。

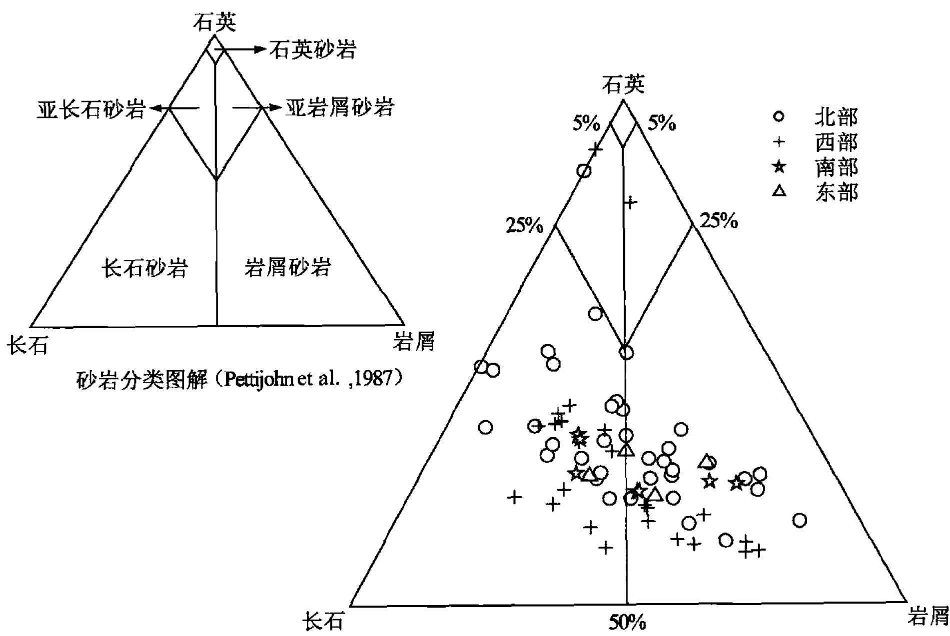


图 3-15 库姆塔格沙漠沙物质分类三角图解（根据 Pettijohn et al. , 1987）

Fig. 3-15 Classification of sand sediments of the Kumtagh Desert accordingto the ternary plots of Pettijohn et al. (1987)

---

① 基于三角图解法对砂岩进行分类的系统，以石英、长石、岩屑为三角图解的三个端元，并配以辅助三角图解，根据矿物成分、矿物成熟度和流动因素对砂岩进行分类。

表3-6　库姆塔格沙漠砂矿物组合及含量

Table 3-6　Mineral composition of sediments in the Knmtagh Desert

采样区	送样号	单矿物/%													岩屑/%									
		石英	斜长石	钾长石	方解石	黑云母	白云母	角闪石	绿帘石	电气石	锆石	石榴石	黏土矿物	金属矿物	玄武岩	安山岩	英安岩	流纹岩	花岗岩	辉绿岩	石英岩	硅质岩	砂岩	灰岩
北部	K003	15	6	4	10	—	—	—	—	—	微	—	—	少	少	10	20	35	少	—	少	少	—	—
	K004	15	6	4	5	—	—	—	少	—	—	—	—	少	少	—	—	30	—	—	3	少	—	2
	K006	22	10	5	3	少	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	15	少	—	—	15	20	少	—
	K008	23	10	2	10	—	—	—	—	—	—	微	—	少	—	25	—	—	少	—	10	20	—	—
	K010	33	17	5	5	—	—	少	—	—	—	微	—	少	少	30	—	—	—	—	少	10	—	—
	K011	50	20	5	少	—	—	—	—	—	—	—	—	—	少	7	—	—	—	—	5	13	—	—
	K014	49	33	5	2	—	—	少	少	—	—	—	—	—	少	5	—	—	—	—	—	5	少	—
	K015	45	40	10	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	少	—
	K018	43	35	少	10	—	—	—	—	少	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	5	5	—	—
	K019	54	22	3	5	—	—	少	少	少	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	5	—	—	—
	K020	25	29	—	少	少	—	—	少	—	—	—	—	—	—	20	—	—	5	—	20	—	—	—
	K021	20	20	10	1	—	—	2	微	微	微	—	—	少	—	5	2	—	2	—	28	8	—	1
	K022	28	26	5	2	—	—	—	少	微	微	—	—	少	—	2	—	—	—	—	20	15	2	—
	K024	12	23	2	—	少	—	少	1	1	微	—	—	1	—	19	—	—	10	—	25	5	—	—
	K025	15	26	3	3	—	—	—	1	少	少	—	—	1	—	8	2	—	5	—	25	10	—	—
	K026	38	25	6	1	—	—	少	少	少	—	—	—	—	—	2	3	—	4	—	20	—	—	1
	K027	45	35	14	3	—	—	—	少	—	少	—	—	—	—	—	少	—	少	—	—	2	—	—
	K028	38	10	20	2	—	—	少	1	少	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	13	1	—	5

续表

采样区	送样号	单矿物/%													岩屑/%									
		石英	斜长石	钾长石	方解石	黑云母	白云母	角闪石	绿帘石	电气石	锆石	石榴石	黏土矿物	金属矿物	玄武岩	安山岩	英安岩	流纹岩	花岗岩	辉绿岩	石英岩	硅质岩	砂岩	灰岩
北部	K029	34	41	15	2	—	—	少	少	少	少	—	—	—	—	2	—	—	—	—	2	3	—	—
	K030	25	9	18	1	1	—	2	—	少	少	微	—	—	—	2	—	—	2	—	38	1	—	—
	K031	30	5	—	15	1	2	—	—	—	—	—	47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	K032	23	27	4	2	—	—	1	—	2	少	—	—	2	—	8	—	—	9	-	18	3	—	1
	K033	26	15	5	—	少	—	2	—	2	少	—	—	2	—	18	5	—	10	—	12	—	3	—
	K059	28	32	15	1	—	—	2	—	微	微	—	—	1	—	5	4	—	—	—	10	—	—	1
	K060	23	30	10	1	—	—	2	2	微	—	—	—	1	—	3	2	-	5	—	17	—	—	3
	K061	34	35	12	少	—	—	—	3	—	—	1	—	少	—	少	1	—	3	—	10	—	—	1
	K062	32	10	22	少	—	—	少	4	微	—	微	—	微	—	5	—	—	10	—	16	—	—	1
	K063	30	16	29	1	—	—	3	1	少	微	—	—	少	—	4	—	—	5	—	7	—	1	3
	K064	25	12	28	1	微	—	1	—	—	—	微	—	1	4	5	—	—	5	—	17	—	—	微
	K065	27	26	15	少	—	—	—	2	—	—	—	—	1	—	5	1	—	5	—	15	—	—	—
	K066	38	18	14	少	—	—	—	2	—	—	—	—	—	3	3	3	—	7	—	11	—	—	微
	K067	25	18	8	6	微	微	2	—	1	少	微	—	1	—	2	2	—	20	—	10	—	—	4
	K068	26	15	8	7	—	—	3	2	1	1	少	—	1	1	—	—	—	12	—	15	3	—	5
	K069	20	36	5	2	—	—	1	1	微	—	—	—	—	1	—	2	—	—	—	22	—	—	10
	K070	29	16	18	3	—	—	—	3	1	—	—	—	1	—	—		—	—	—	13	—	2	12
	K071	15	20	8	3	—	—	2	3	少	少		—	1	—	20	—	—	5	—	1	2	—	1

续表

采样区	送样号	单矿物/%													岩屑/%									
		石英	斜长石	钾长石	方解石	黑云母	白云母	角闪石	绿帘石	电气石	锆石	石榴石	黏土矿物	金属矿物	玄武岩	安山岩	英安岩	流纹岩	花岗岩	辉绿岩	石英岩	硅质岩	砂岩	灰岩
	K034	12	15	7	1	少	少	少	微	1	—	—	—	少	—	10	8	—	18	—	25	—	2	少
	K035	16	20	5	3	—	—	—	1	2	—	少	微	2	1	5	16	—	10	—	17	—	—	1
	K036	10	12	8	1	1	—	1	1	—	—	—	—	少	—	16	—	—	15	—	31	—	少	2
	K037	15	27	8	2	—	—	2	—	1	微	—	2	少	—	—	—	—	15	15	10	—	—	2
	K038	10	16	7	2	微	—	少	—	少	微	微	—	1	—	18	—	—	15	—	16	—	—	15
	K039	29	25	11	1	1	—	—	少	1	—	—	—	少	—	5	7	—	2	—	15	—	—	2
	K040	18	26	9	3	—	—	少	—	少	微	—	—	1	—	6	10	—	10	—	13	1	—	2
	K041	31	28	5	4	1	—	1	1	少	1	—	—	1	—	2	—	—	6	—	15	—	—	3
	K042	10	33	10	3	—	—	3	1	少	—	—	—	少	—	3	—	—	12	—	12	—	5	4
西部	K043	9	1	—	62	2	1	—	—	—	—	—	25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	K044	18	38	10	5	—	—	1	2	2	少	—	—	少	—	2	—	—	5	—	15	—	—	2
	K045	34	31	8	2	少	少	2	4	1	—	—	少	少	—	1	—	—	5	—	10	—	—	1
	K046	33	35	10	2	—	—	1	2	少	少	微	—	1	少	2	—	—	3	—	8	—	—	2
	K047	14	30	15	1	—	—	3	2	1	少	—	—	少	—	7	—	—	3	—	20	—	2	1
	K048	10	20	7	8	—	—	4	1	—	1	—	1	1	—	1	—	—	20	—	23	—	—	3
	K052	39	25	15	少	—	—	—	1	少	—	—		—	—	2	2	—	少	—	15	—	—	少
	K053	35	29	15	少	—	—	少	2	偶	—	—	—	微	—	—	2	—	3	—	13	—	—	1
	K054	30	32	8	2	—	—	2	微	微	—	—	—	1	1	2		—	3	—	18	—	—	—

续表

采样区	送样号	单矿物/%													岩屑/%									
		石英	斜长石	钾长石	方解石	黑云母	白云母	角闪石	绿帘石	电气石	锆石	石榴石	黏土矿物	金属矿物	玄武岩	安山岩	英安岩	流纹岩	花岗岩	辉绿岩	石英岩	硅质岩	砂岩	灰岩
西部	K055	35	26	16	少	—	—	1	2	—	—	微	—	微	—	1	1	—	—	—	17	—	—	少
	K075	10	18	9	1	—	—	8	3	—	—	—	—	少	1	—	—	—	—	—	35	—	—	5
	K076	18	24	10	1	微	—	1	4	1	—	—	—	1	—	4	—	—	9	—	20	—	3	4
	K077	20	32	12	—	2	—	—	—	—	少	—	8	微	—	5	—	—	—	—	19	—	—	—
	K078	35	2	2	—	—	2	—	—	—	微	—	54	—	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—
	K079	10	25	3	—	—	3	—	1	—	—	—	49	—	—	—	—	—	—	—	7	—	—	2
南部	K072	18	20	10	6	—	—	3	5	少	微	—	—	少	—	—	8	—	—	—	15	—	—	10
	K073	32	23	17	1	—	—	1	—	—	—	微	—	1	1	—	—	—	10	—	12	—	—	少
	K074	31	20	20	微	—	—	2	2	少	—	微	—	少	—	5	—	—	4	—	15	—	—	微
	K082	21	15	5	5	—	—	2	5	少	—	—	—	1	—	1	—	—	10	—	31	—	—	4
	K083	20	29	4	5	—	—	3	2	—	—	—	—	少	—	2	—	—	3	—	17	—	—	15
	K084	18	10	4	15	1	微	4	少	1	微	—	—	2	—	—	4	—	15	—	8	—	—	17
	K086	23	26	15	2	—	—	少	1	1	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	21	—	—	4
东部	K058	23	20	20	1	—	—	微	1	微	微	微	—	2	—	4	5	—	4	—	15	—	—	—
	K090	23	11	7	10	—	—	2	2	1	—	—	—	1	—	3	—	—	—	—	19	2	—	18
	K091	18	18	11	10	少	—	5	少	1	—	微	—	微	—	少	—	—	—	—	24	1	—	12
	K092	26	20	10	5	3	3	—	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	—	—	25

说明:表格中的含量是体积百分数,"微"是指在薄片视域内仅见1～3粒,"少"是指在薄片视域内仅见4～7粒左右(一个薄片域中砂粒的数量一般在700～1 000粒左右)。

1. 轻矿物组成

库姆塔格沙漠的轻矿物组成与含量在区域上变化情况列于表 3-7。可以看出，库姆塔格沙漠沉积物的轻矿物组成以石英、长石和方解石为主，轻矿物含量总和一般在50%～80%左右，平均为 57%，最大可达 90%以上。沉积物中石英含量变动范围在9%～54%，平均为 25%，极差较大，最大为 42%，但变异系数均较小，在 0.15～0.36。长石类矿物以斜长石为主，平均含量在 22%左右，钾长石较少，平均含量在10%左右，总体呈西北高东南低的趋势，样本的变异系数比石英略大。方解石平均含量在 5%～6%左右，样本的极差较小，但变异系数较大，在 0.67～2.45 之间，远大于石英和长石的变异系数，说明方解石的含量在样本间较离散。除石英含量在北部区域稍大外（平均 29%），其他轻矿物含量在区域上的差异不是很明显（图 3-16），这主要是沙漠地表沉积物在长期的风力搬用下进行了大范围的充分掺混，矿物组成分布较均匀所致。Honda 等（1998）在塔克拉玛干沙漠的研究结果也与此类似，他们同样发现，塔克拉玛干沙漠沙地表沉积物的矿物组成也主要是石英（30%～50%）、长石（30%）、方解石（10%），而且矿物组成在区域上的差异不是很明显。由此说明，各沙漠沉积物具有相似的风化和沉积、搬运过程。

为了进一步分析沙漠地表沉积物的沉积和搬运过程，我们引入了矿物成分成熟度指数（*M*）与物源区指数（*S*）两个参数来反映其风化改造程度。成分“成熟度指数”和“物源区指数”这两个概念最早由 Pettijohn 等（1987）提出，他们认为碎屑矿物组成具有重要的成因意义，将轻矿物组成中各骨架矿物的不同比值作为判断指标。其中，成分成熟度是指碎屑沉积组分在其风化、搬运沉积作用的改造下接近最稳定的终极产物的程度，反映碎屑沉积物中碎屑矿物的改造程度。轻矿物的成分成熟度一般用稳定组分和不稳定组分的相对量比来表示，即：成分成熟度＝石英/(长石＋岩屑)。可以看出，随着成分成熟度的增高，不稳定组分相对减少，而稳定组分相对增加，所以轻矿物的成分成熟度可以直接反映碎屑沉积物的搬用和磨蚀的历史，能解释当时的沉积环境和搬运特征(刘宝珺，1980)；而物源区指数则反映了物源区和母岩的性质、气候及风化情况，一般表示为长石/岩屑的比值。Pettijohn 等提出的成熟度指数和物源区指数是两个非常有意义的参数，它们可反映沉积物在搬用、分选和沉积过程中的轻矿物组成特征，不仅受物源制约，而且深受风力作用的影响。石英抗风化能力强，在搬运和沉积过程中蚀变很小，是最稳定的组分；长石和岩屑的硬度低于石英，且解理发育，稳定性较石英差，在风的长期搬用改造过程中易受破坏，使上述两个参数的值升高（刘宝珺，1980）。

为了获取更多的区域信息，我们对 Honda 等(1998)的工作进行了补充（图 3-17)，以更加明确地区别世界各大沙漠沉积物矿物组成的成熟度和源区指数。中国塔里木盆

表 3-7　库姆塔格沙漠沙轻矿物组成与含量区域变化统计特征

Table 3-7　Light mineral composition and its regional variation of sediments in the Kumtagh Desert

区域	轻矿物	最大值	最小值	极差	平均值	标准差	方差	偏度	峰度	变异系数
北部	Q	54.00	12.00	42.00	29.44	10.65	113.34	0.56	−0.24	0.36
	P	41.00	5.00	36.00	21.50	10.26	105.17	0.18	−0.99	0.48
	K	35.00	2.00	33.00	11.28	8.71	75.92	1.18	0.62	0.77
	C	22.00	1.00	21.00	5.34	5.12	26.17	1.58	2.19	0.96
	L	67.00	0.00	67.00	31.32	16.90	285.54	0.02	−0.37	0.54
	M	6.00	0.14	5.86	0.64	0.94	0.89	5.36	30.84	1.48
	S	3.45	0.15	3.30	1.13	0.84	0.71	1.37	1.36	0.74
西部	Q	39.00	9.00	30.00	20.88	10.55	111.24	0.40	−1.54	0.51
	P	38.00	1.00	37.00	23.75	9.42	88.72	−1.02	0.88	0.40
	K	16.00	2.00	14.00	9.13	3.73	13.94	0.19	−0.22	0.41
	C	62.00	1.00	61.00	5.78	14.14	200.07	4.13	17.32	2.45
	L	64.50	0.00	64.50	30.66	15.09	227.76	0.50	0.47	0.49
	M	9.00	0.11	8.89	0.83	1.89	3.59	3.97	16.48	2.28
	S	3.11	0.31	2.80	1.36	0.83	0.69	0.57	−0.68	0.61
南部	Q	32.00	18.00	14.00	23.29	5.88	34.57	0.89	−1.10	0.25
	P	29.00	10.00	19.00	20.43	6.45	41.62	−0.41	−0.25	0.32
	K	20.00	4.00	16.00	10.71	6.68	44.57	0.26	−2.00	0.62
	C	15.00	1.00	14.00	5.67	4.97	24.67	1.62	3.23	0.88
	L	46.00	23.50	22.50	33.24	9.46	89.55	0.32	−1.89	0.28
	M	0.50	0.29	0.21	0.36	0.09	0.01	1.04	−0.94	0.25
	S	1.70	0.32	1.38	1.08	0.59	0.35	−0.12	−2.07	0.55
东部	Q	26.00	18.00	8.00	22.50	3.32	11.00	−0.88	1.93	0.15
	P	20.00	11.00	9.00	17.25	4.27	18.25	−1.73	2.92	0.25
	K	20.00	7.00	13.00	12.00	5.60	31.33	1.44	2.59	0.47
	C	10.00	1.00	9.00	6.50	4.36	19.00	−0.68	−2.23	0.67
	L	42.00	28.00	14.00	34.38	6.52	42.56	0.31	−3.39	0.19
	M	0.43	0.27	0.16	0.36	0.07	0.00	−0.39	−0.03	0.19
	S	1.43	0.43	1.00	0.91	0.42	0.18	0.29	0.14	0.46

注：Q：石英；K：钾长石；P：斜长石；F：长石（K+P）；L：岩屑；M：成分成熟度指数［Q/(L+F)］；S：物源区指数（F/L）。

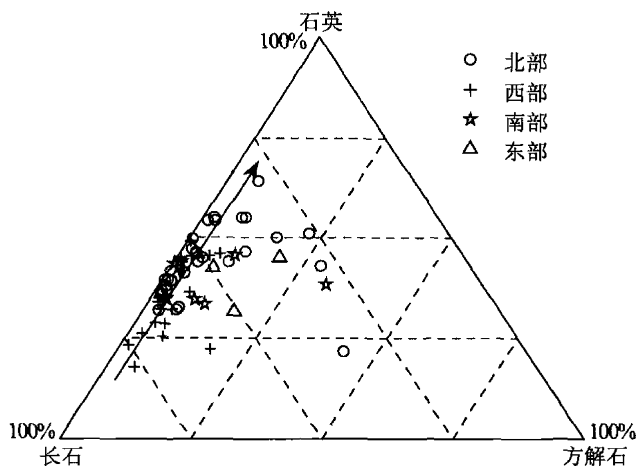


图 3-16　库姆塔格沙漠沙轻矿物组成三角图解

Fig. 3-16　Ternary plots of main light mineral constituents in the sediment of the Kumtagh Desert

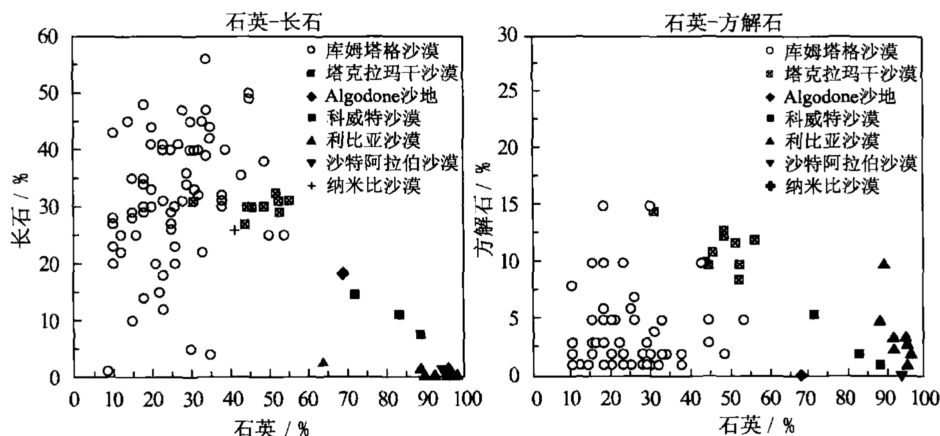


图 3-17　库姆塔格沙漠和世界其他沙漠中风成沙的石英-长石和石英-方解石丰度关系图（根据 Honda et al.，1998 补充）

Fig. 3-17　Comparison of quartz-feldspar and quartz-calcite abundances in the aeolian sediments from the Kumtagh Desert and other deserts (modified after Honda and Shimizu, 1998)

地沙漠（库姆塔格沙漠和塔克拉玛干沙漠）的轻矿物组成与世界其他沙漠区别明显，表现在石英含量偏低，而长石含量偏高，尤以库姆塔格沙漠更为突出，显示出较高的长/石比（长石和石英的比值）。所以，库姆塔格沙漠沉积物矿物组成的成熟度较低，而且略低于其以西的塔克拉玛干沙漠。从矿物组成的成熟度来看，库姆塔格沙漠的形成时代要晚于塔克拉玛干沙漠，风成沉积物遭受较弱的物理和化学风化循环过程，一些容易分解的矿物（如长石和方解石）尚未彻底地分解转化。

库姆塔格沙漠表层沉积物成熟度指数和物源区指数具有区域差异（图 3-18），两者具有相似的空间变化趋势，总体趋势是北部高，南部低；西部高，东部低。沙漠西

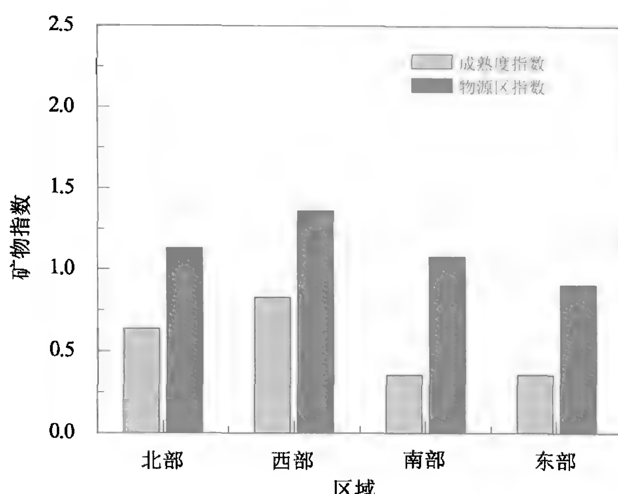


图 3-18　库姆塔格沙漠不同区域沙物质的成分成熟度指数和物源区指数

Fig. 3-18　Compositional maturity index and provenance index of aeolian sediments from different locations of the Kumtagh Desert

部的沙物质矿物组成成熟度指数最大，在 0.11～9.0，平均值为 0.83，物源区指数变动范围在 0.31～3.11，平均 1.36；沙漠北部的沙物质矿物组成成熟度指数比西部略小，在 0.14～6.0，平均值为 0.64，物源区指数在 0.15～3.45 之间，平均为 1.13；而沙漠南部和东部沙物质矿物成熟度指数值都较小，平均值均为 0.36，物源区指数平均值为 1.08 和 0.91。以上结果显示，从沉积物的矿物组成来看，库姆塔格沙漠的沉积物是源于阿尔金山的冲积和洪积物，矿物组成的分布格局受风力作用的影响。首先，由于很大一部分沙物质来源于南部阿尔金山地区的岩石风化碎屑物，北部的沉积物经过洪水长距离的充分搬运和分选后，岩屑含量相对较少，因而具有较大成分成熟度。夏训诚（1987）也认为，库姆塔格沙漠的沙物质主要来源于南部阿尔金山的冲洪积物。其次，在沙漠北部主导东北风的作用下，地表沉积物有自东北向西南运动的趋势；屈建军等（2005）甚至认为，沙漠北部的沉积物也有一部分由强劲的东北风从沙漠北部的北山地区和阿奇克谷底携带而来。这意味着沙漠西部较东部有较远的物源区，使西部沉积物的矿物组成成熟度和物源区指数较高。所以，冲积洪积作用和风力的再作用都将导致西部较高的矿物组成成熟度和物源区指数。南部和东部区域的沙物质主要来源于阿尔金山的剥蚀风化产物，没有经过长距离的冲积洪积搬用和再沉积，所以易于风化的长石类矿物和岩屑风化程度较弱，导致成熟度和物源区指数较低。从风力作用来看，沙漠南部受偏南风的作用，偏北风的长距离作用对沉积物的搬运和再沉积影响很小。对于整个沙漠来说，沙漠西部可以认为是阿尔金山北麓冲积洪积作用和沙漠北部主导东北风作用的汇合处，所以矿物组成成熟度和物源区指数最高。

另外，我们认为，上述差异除归因于物源不同外，还和其他因素有关，沙漠东部受阿尔金山和低山带的影响，水分和植被条件相对较好，沙面固定程度略好，风对长

石和岩屑的破坏作用不大，导致该区沙物质的矿物组成成熟度指数和物源区指数较小。而沙漠北部的山体和出露的剥蚀基岩总体地势较低，低山地形开阔，没有高大山体阻挡，风力相对较大，沙物质在风力作用下经过多次反复的搬用、磨蚀、风化，长石易于分解，导致该区域发育的沙丘沙矿物组成成熟度指数和物源区指数升高。

库姆塔格沙漠沉积物矿物组成成熟度指数和物源区指数也因沙丘类型而异（图 3-19）。线形沙丘的矿物组成成熟度指数和物源区指数最大，而新月形沙丘和星状沙丘的矿物组成成熟度指数和物源区指数相对较低，线形沙丘间平沙地和砾石体下伏沙的两个参数居中。我们认为，出现这种情况有以下几方面的原因：首先，线形沙丘主要分布在沙漠的北部，处于整个沙漠矿物组成成熟度和物源区指数较高的区域；其次，从风力作用方面来看，线形沙丘比新月形沙丘经历较长的风力作用。野外考察发现，库姆塔格沙漠的新月形沙丘都比较年轻。星状沙丘一般分布在沙漠偏南地区，所以总体上处于矿物组成成熟度指数和源区指数较低的区域，从风力作用来说，风向比较复杂，活动性低，没有明显的搬运方向。

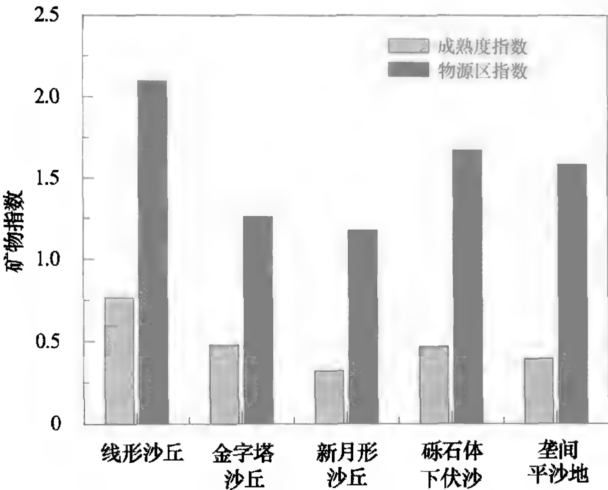


图 3-19　库姆塔格沙漠不同类型沙丘沙物质的成分成熟度指数和物源区指数

Fig. 3-19　Compositional maturity index and provenance index of aeolian sediments from different dune types of the Kumtagh Desert

进一步分析发现，沙漠北部的线形沙丘和浮沙片矿物组成以浅色矿物石英、斜长石和钾长石为主，而残余粗沙地则含有较多的暗色矿物如英安石等。线形沙丘顶部和沙丘迎风坡沙物质的轻矿物成分成熟度指数平均在 1.67～1.70，平均为 1.68，远大于丘间地浮沙片轻矿物的成分成熟度指数（在 0.2～0.3，平均 0.25）。物源区指数的差异更加明显，线形沙丘顶部和沙丘迎风坡沙物质的物源区指数在 7.35～15.04 之间，平均 11.20；而丘间地浮沙片的物源区指数为 2.08～2.50 之间，平均为 2.29。据此可以推测，库姆塔格沙漠北部线形沙丘区的沙丘沙和丘间地浮沙片有着不同的物源或风化与沉积过程，沙丘沙遭受的风化和搬运程度强烈，长石类矿物更容易遭受风

化破碎。同样，我们还发现线形沙丘、丘间浮沙片以及粗沙地的粒度差异和反照率差异是由矿物组成的不同所导致的，以往概念中的“羽毛状”沙丘是由线形沙丘、丘间走廊的浮沙片和残余粗沙地的反照率对比形成的羽毛状影像图案，并非真正的沙丘。所以，董治宝等(2008)认为，以往在我国学界流行的“羽毛状沙丘”概念实际上是伪羽毛状沙丘，与真正意义上的“羽毛状沙丘”有所不同，应该予以纠正。

2. 重矿物组成

由于重矿物的种类繁多，鉴别起来比较复杂，所以常规的薄片鉴定方法只能鉴别出有限的几种重矿物。从表 3-6 薄片鉴定反映的情况看，库姆塔格沙漠沙重矿物虽所占比例较小，其总量常在 2%～3%左右；但种类较多，主要以角闪石、绿帘石、云母、石榴石等为主。根据矿物抗风化能力，重矿物可分为不稳定、中等稳定和稳定-极稳定 3 类。不稳定矿物主要是普通角闪石、黑云母；其次为普通辉石，有个别地区的沙样偶见少量金属矿物。中等稳定矿物主要有白云母、绿泥石和绿帘石以及榍石等。稳定-极稳定矿物主要有石榴石、电气石、锆石，偶见金红石，它们通常含量不高。重矿物含量虽低，但种类较多，有可能根据重矿物的这种多样性组成特征和自主矿物类型的分析，可以大致确定矿物的来源区、搬运途经和沉积环境（任明达等，1981；朱震达等，1980）。风成沙的矿物组成受母质来源和风化程度影响，其种类和比例各地很不相同。中国各大沙漠按照重矿物所占比例可划分为以下几种矿物类型：①腾格里沙漠普角闪石-绿帘石-辉石类型；②巴丹吉林沙漠绿帘石-普角闪石类型；③河西走廊东部绿帘石类型；④西部沙漠普通角闪石-绿帘石-辉石类型。而库姆塔格沙漠的风成沙属绿帘石-辉石类型（吴正等，2003）。

由于库姆塔格沙漠羽毛状沙丘的关注度较高，且争议较多，我们专门对沙漠北部的线形沙丘（或称“羽毛状斑图”）的沙物质进行了重矿分离实验。结果表明，库姆塔格沙漠线形沙丘风成沙的重矿物有 20 种以上，但占主导地位的仅为几种，分别是角闪石，含量介于 20%～72%，平均值为 40%；绿帘石，含量介于 13%～40%，平均值为 24%；不透明矿物，含量介于 5%～43%，平均值为 21%；阳起石，含量在 0～14%,平均值为 4%；石榴石，含量在 2%～4%，平均值为 3%。因此，库姆塔格沙漠线形沙丘风成沙的重矿物组成为角闪石-绿帘石-不透明矿物-阳起石-石榴石类，与前人研究结果略有不同。

由于线形沙丘顶部沙物质的粒度与丘间沙地差别较明显，因此两者之间的重矿物稳定性也差异明显。从图 3-20 可以看出，线形沙丘顶部沙物质的不稳定重矿物含量占到近 50%，高于丘间沙地的 37%，高出近 13%之多；而稳定和极稳定重矿物含量均低于丘间沙地，说明丘间地浮沙片重矿物组成稳定性较高，不易遭受风化和搬运破碎。同时，这也从另一个侧面印证了前节我们曾讨论到线形沙丘与丘间地浮沙片可能具有不同的物源，至少可以认为东北风从北山地区携带的沙物质作为补充沙源维系着

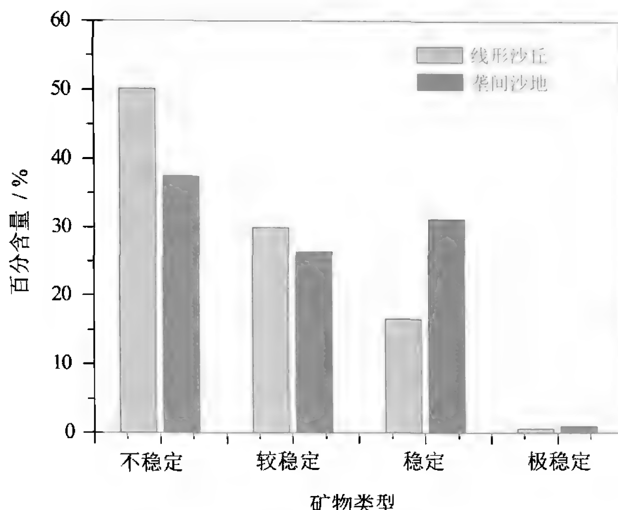


图 3-20　库姆塔格沙漠线形沙丘不同稳定度矿物含量对比

Fig. 3-20　Comparisons of mineral composition of different stability on linear duns in the Kumtagh Desert

线形沙丘的形态发育。

重矿物组成和丰度在搬运沉积过程中往往受到多种因素的影响，如物理分选、机械磨蚀、化学溶蚀等，这些都影响着物源判别的准确性。为了便于物源分析，Morton 等人(1999)认为，在相似的动力作用下，稳定重矿物的比值能够更好的反映物源特征，这些比值被称作重矿物的特征指数，包括 AT_i 指数、GZ_i 指数和 ZTR 指数等。

$$AT_i\text{指数}=\frac{\text{磷灰石}}{\text{磷灰石}+\text{电气石}}\times 100\% \tag{3-10}$$

$$GZ_i\text{指数}=\frac{\text{石榴子石}}{\text{石榴子石}+\text{锆石}}\times 100\% \tag{3-11}$$

$$ZTR\text{指数}=（\text{锆石}+\text{电气石}+\text{金红石}）\% \tag{3-12}$$

式中：AT_i 指数和 GZ_i 指数可以分别揭示沉积物中磷灰石的风化程度及石榴子石的稳定性(赵红格等，2003)。如果风化作用很弱，则 AT_i 数值的变化主要反映沉积物物源的变化，GZ_i 的变化反映含有石榴子石的母岩组成，主要是角闪岩和麻粒岩的变化(Morton et al.，1999)。而 ZTR 指数则代表重矿物的成熟度，ZTR 指数愈大，重矿物的成熟度指数愈高。重矿物的成熟度受古气候、古构造、搬运距离及成岩作用等多种因素的制约。对其进行系统的研究，可以指示沉积物的搬运距离和物源方向（和钟铧等，2001；陆洁民等，2004)。

图 3-21 表明，线形沙丘顶部沙物质的 AT_i 指数明显低于丘间沙地，而 GZ_i 指数则高于丘间沙地；且从数值上来看，两者的 AT_i 和 GZ_i 值都较大，在 62～96 之间，表明北部线形沙丘区沙丘顶部和丘间沙地的沙物质磷灰石和石榴子石的含量相对较

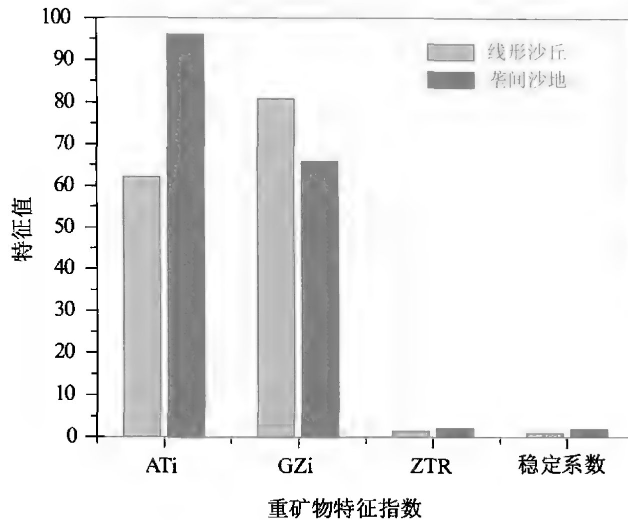


图 3-21　库姆塔格沙漠线形沙丘及垄间沙地重矿物特征指数对比

Fig. 3-21　Comparison of heavy mineral characteristic index values between sediments on linear dunes and that on interdune corridors

高，而电气石和锆石含量极低，矿物的稳定性极差。ZTR 值和稳定系数（稳定矿物组分/不稳定矿物组分）更加明确地指示线形沙丘区丘间地浮沙片沙物质的重矿物成熟度和稳定性都均较沙丘顶部沙物质的高，与轻矿物的成分成熟度指数变化略有不同。库姆塔格沙漠线形沙丘的重矿物成熟度很低，且变化规律不明显，这说明沙漠北部线形沙丘区的沙物质来源相当复杂，沙丘和丘间沙地可能存在不同的物源，风对沙丘沉积物的动力分选和风化磨蚀作用要比丘间沙地更久、更强烈。

3.2.3　地球化学元素组成

沉积搬运过程中的分选使砂岩在化学组成上一般与源区物质有着一定差别，然而，由于经历了风化、搬用以及分选等一系列的物理、化学过程，多数来自母岩区的不稳定成分遭到破坏，而较稳定的碎屑成分在沉积物中相对富集，这一过程给通过碎屑岩的碎屑种类及矿物组成来判断物源类型及沉积环境带来一定困难。研究表明，对陆源沉积物进行系统的地球化学研究可以揭示沉积物成分中更为细微的信息，为盆地的沉积演化研究提供大量可靠依据，可以弥补传统岩石学方法的不足（邵磊等，2000）。

在上地壳遭受化学风化过程中，长石矿物是最重要的母源矿物，Na、K、Ca 等碱金属元素以离子形式随地表流体大量流失，同时形成黏土矿物（如蒙脱石、伊利石和高岭石等）。这个过程中，风化产物中主成分 Al_2O_3 的摩尔份分数将随化学风化的强度而变化。Al_2O_3、Fe_2O_3、TiO_2 在表生地球化学条件下是相对稳定的元素，气候越暖湿，富集程度越高。CaO、MgO、Na_2O、K_2O 这些非稳定性元素通常是在干冷

气候环境中相对富集、暖湿气候下相对淋失（高尚玉等，1985；关有志等，1986）。Nesbitt 等（1980，1984）根据元素活动性顺序将化学风化过程分为早期脱 Na 和 Ca、中期脱 K 和晚期脱 Si 阶段。Ca 主要存于易风化的斜长石和暗色矿物辉石中，因此，在化学风化的初始阶段就会遭受强烈的淋滤。Na 赋存在长石（主要为斜长石）、云母等矿物中，在风化过程中伴随这些矿物的分解而淋失。Ti 抗风化、抗淋滤能力最强，且通常赋存于不易风化的锐钛矿、板钛矿、金红石等矿物中，因而在风尘堆积中含量偏高。K 为钾长石、云母和伊利石等所含的主要碱金属元素，当钾长石和云母风化成黏土矿物伊利石时，K 几乎不发生淋失，且易被黏土矿物吸附。Mg 尽管在风化过程中属于易淋溶元素，但黄土中的 Mg 在化学风化过程中相对于 Al 没有发生分异，基本保持稳定。

1. 地球化学元素组成的空间分布

表 3-8 和表 3-9 分别列出了库姆塔格沙漠沙物质的常量和微量元素组成，并与上部陆壳（UCC；Taylor et al.，1985）、陆源页岩（Taylor et al.，1985）以及中国黄土（陈骏等，1997，2001；Liu et al.，1993）的平均化学组成进行对比。可以看出，库姆塔格沙漠各地沙物质的化学组成相似，以 SiO_2、AI_2O_3 和 CaO 为主，平均含量分别为 71.23 %，9.68 %和 3.98%，三者之和达 84.89%；其次为 TFe_2O_3（$TFe_2O_3=Fe_2O_3+FeO$）和 Na_2O，两者含量相当，平均含量分别为 2.73%和 2.58%；K_2O 和 MgO 含量分别为 2.09%和 1.51%；TiO_2、P_2O_5 和 MnO 含量较少，分别占 0.40%、0.08%和 0.06%

表 3-8 库姆塔格沙漠表层沙物质常量元素含量

Table 3-8 Major element content of sediment in the Kumtagh Desert

采样区	沙物质常量元素含量 /%											
	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	Fe_2O_3*	P_2O_5	TiO_2	MnO	CIA	ICV
北部	2.64	1.30	9.48	72.80	2.13	3.53	2.55	0.07	0.38	0.05	45.5	1.4
西部	2.53	1.58	10.12	70.23	2.19	3.82	2.81	0.08	0.42	0.06	45.8	1.6
南部	2.71	1.75	9.77	69.44	1.89	4.91	2.97	0.08	0.43	0.06	47.2	1.6
东部	2.21	2.17	8.98	68.05	1.71	6.28	3.20	0.09	0.47	0.07	48.2	1.7
上部陆壳**	3.90	2.22	15.20	66.00	3.40	4.20	5.00	0.55	0.50	0.06	48.0	1.5
陆源页岩**	1.2	2.2	18.9	62.8	3.7	1.3	7.22	1	0.16	0.11	70.4	0.8
中国黄土***	1.68	2.31	11.86	58.65	2.44	8.62	4.56	0.16	0.66	0.09	59.2	1.31

* 全铁含量用 Fe_2O_3 表示；** 数据引自 Taylor 等（1985）；*** 数据引自陈骏等（1997，2001），Liu 等（1993）。

（1）UCC 标准化值。图 3-22 给出库姆塔格沙漠沙物质的化学元素经上部陆壳（UCC）平均化学成分标准化后的结果。可以看出，除 CaO 和 MgO 的含量在区域上略有差别外，其余各元素的平均含量在区域上的分布模式基本相似，没有明显的差异，这与矿物组成在区域上的变化趋势一致，表明沙漠中沉积的碎屑物质可能具有相似的物源或搬运沉积过程。与 UCC 平均化学成分相比，库姆塔格沙漠沙物质化学组成中的常量元素除 SiO_2 与 UCC 的平均含量有较好的一致性外，其余各主要元素的平均含量均与 UCC 的平均含量均有不同程度上的差异，这主要是沙漠沉积物中含较高的石英所致。同样，从图 3-22 反映的情况看来，在所有常量元素中唯独 CaO 的含量要高于 UCC 的平均含量，而 P_2O_5 的含量明显低于 UCC 的平均含量，这可能与沙矿物中含 Ca 的矿物（方解石）较多，但含 P 的矿物（磷灰石）极少有关。库姆塔格沙漠沙物质中各主要元素经 UCC 归一化后的值分别为：SiO_2 和 MnO 接近 1，CaO（0.8～1.5，平均 1.1），MgO（0.6～1.0，平均 0.8），TiO_2（0.8～0.9，平均 0.8），Al_2O_3 和 Na_2O（0.6～0.7，平均 0.6），K_2O 和 Fe_2O_3（0.5～0.6，平均 0.6），P_2O_5（0.1～0.2，平均 0.15）。据此可以认为，库姆塔格沙漠沙物质的化学组成虽在区域上显示出高度的均一性，但相对于 UCC 而言，显示出了 Ca 和 Si 以及 Mn 的轻微富集，其余大部分主要元素表现为迁移淋失，尤以 P 的亏损最为严重，元素的迁移淋失率依次为：P>Fe>K>Al>Na>Mg>Ti>Mn>Si>Ca。微量元素的组成与平均含量除 Cr 显示明显的富集外，Pb 和 Ba 的含量基本与 UCC 接近，其余元素均表现出明显的迁移淋失特征，其中以 Nb、Cu 和 Zn 的淋失最为严重，这表明库姆塔格沙漠沙物质经过长期的风化和搬运再沉积后，发生充分的物质循环和混合，使之元素组成一部分趋近与 UCC 的平均化学组成，一部分发生风化淋失与富集。

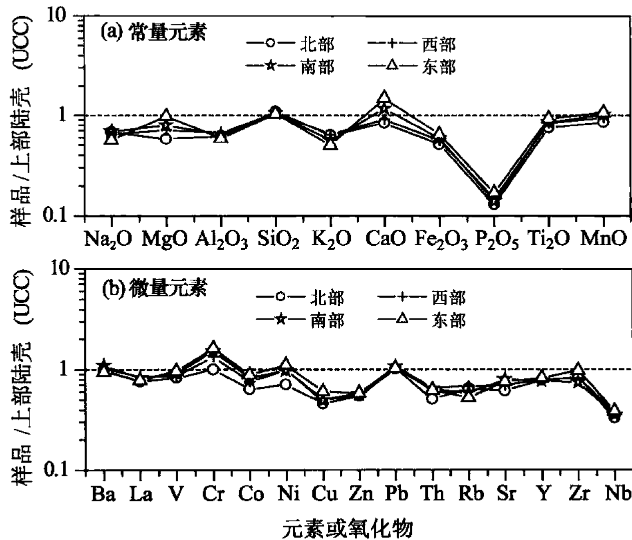


图 3-22　库姆塔格沙漠沙物质化学组成平均含量的 UCC 标准化曲线

Fig. 3-22　UCC-normalized pattern of average chemical composition of sediments in the Kumtagh Desert

表 3-9　库姆塔格沙漠表层沙物质微量元素含量

Table 3-9　Trace element content of surface sediment in the Kumtagh Desert

采样区	沙漠表层沙物质微量元素含量/$\mu g \cdot g^{-1}$														
	Ba	La	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Th	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
北部	546.64	22.79	49.04	34.84	6.43	14.28	11.41	38.47	15.14	5.46	72.63	213.87	17.26	156.77	8.27
西部	555.63	25.60	51.38	47.29	7.46	19.76	12.82	40.55	16.26	7.07	76.61	239.84	17.61	158.58	9.24
南部	603.53	24.51	54.54	53.21	8.29	19.76	12.31	39.73	16.11	6.78	65.50	279.51	17.03	140.46	8.80
东部	520.22	23.50	57.98	56.64	8.94	22.12	15.00	40.92	15.44	6.60	58.42	263.40	18.06	188.36	9.58
上部陆壳**	550.00	30.00	60.00	35.00	10.00	20.00	25.00	71.00	15.00	10.70	112.00	350.00	22.00	190.00	25.00
陆源页岩**	650		150	110	23	55	50	85	20	14.6	160	200	27	210	
中国黄土***	489.02	31.5	82.01	54.02	14.31	32.1	24.01	60.02	18.9	21.6	96.02	187.05	22.4	212.03	15.5

** 数据引自 Taylor 和 McLennan(1985)；*** 数据引自陈骏等(1997,2001)，Liu 等(1993)。

（2）Ba-Sr 图。在沙矿物中，Ba 和 Sr 的载体矿物主要是钾长石、斜长石，它们具有不同的固-水化学行为；相比而言，后者要比前者有更大的水-岩反应系数（Whitfield et al.，1979）。相对其他微量元素，它们的性质较稳定，基本保持着原生时的 Ba、Sr 丰度特征。加之这些矿物是沙漠沙的主要成分，所以，Ba 和 Sr 在一定条件下可作为了解沙漠沙物源的示踪元素（钱亦兵等，1993）。将库姆塔格沙漠全部样品的微量元素 Ba 和 Sr 的含量投影到 Ba-Sr 图上（图 3-23），可以看出投影点总体比较分散，特别是沙漠西部和东部分散程度更大，线形沙丘与垄间沙地之间更显著，Sr/Ba 的比值较低。这进一步说明库姆塔格沙漠北部的沙物质具有多源性，沙垄沙与垄间沙地沉积物可能具有不同的物源，且前者比后者有更广泛的物源，这与矿物组成特征的分析结果一致。

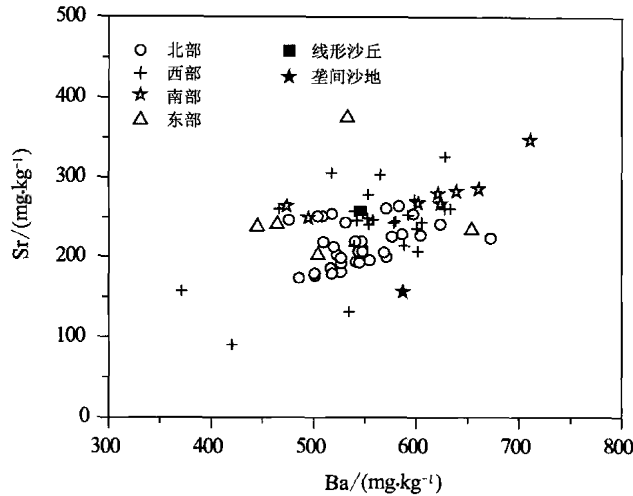


图 3-23　库姆塔格沙漠微量元素 Ba-Sr 成分图

Fig. 3-23　Trace element Ba-Sr component diagram of sediments in the Kumtagh Desert

2. 化学风化特征及其所指示的沉积意义

（1）化学蚀变指数（chemieal index of alteration，简称 CIA）。化学蚀变指数最早是由 Nesbitt 等（1982）在对加拿大太元古代 Huronian 超群的碎屑岩研究时，作为一个反映源区风化程度的指标所提出。后来，随着相关研究的深入，它被用于定量判定沉积物遭受的化学风化程度以及沉积时的气候环境（Nesbitt et al.，1984；Hond et al.，1998；Yong et al.，1999；冯连君等，2003；王自强等，2009）。Honda 等（1998）用该指数研究了中国塔克拉玛干沙漠沙的地球化学风化程度。CIA 值排除了碳酸盐矿物的影响，主要反映硅酸盐矿物的风化，不存在元素迁移后再淀积的情况。CIA 可有效指示样品中长石风化成黏土矿物的程度，与样品中黏土矿物和长石的比值呈正相关，故可定量表示硅酸盐矿物的化学风化强度。未风化的长石 CIA

为 50，伊利石和蒙脱石为 75～85，高岭石和绿泥石约 100。沉积物的风化越强，则 CIA 值越大。

根据 Nesbitt 等（Nesbitt et al.，1982；1989）的研究，现代沉积物 CIA 值反映的气候条件大致如下：CIA 值介于 50～65 之间，反映寒冷、干燥的气候条件下低等的化学风化程度；CIA 值介于 65～85 之间，反映温暖、湿润条件下中等的化学风化程度；CIA 值介于 85～100 之间，反映炎热、潮湿的热带、亚热带条件下的强烈的化学风化程度。化学蚀变指数 CIA 的表达式为

$$CIA = \{n(Al_2O_3)/[n(Al_2O_3) + n(CaO^*) + n(Na_2O) + n(K_2O)]\} \times 100 \tag{3-13}$$

式中：主要成分均以摩尔份数表示；CaO^* 指硅酸盐中的 CaO，即全岩中的 CaO 扣除掉化学沉积的碳酸盐和磷酸盐中的 CaO 的摩尔份数。根据测试条件和研究对象不同，对于 CaO^* 的计算和校正有多种处理方法，其中，Honda 等（1998）在计算塔克拉玛干沙漠沙质沉积的 CIA 时采用如下公式

$$CaO^* = 0.35 \times 2(wt\%Na_2O)/62 \tag{3-14}$$

式中：62 是 Na_2O 的摩尔质量，2 表示 1 摩尔 Na_2O 中含有 2 摩尔 Na。Honda 等（1998）的公式假定塔克拉玛干沙漠中斜长石（*Plagioclase*）的含量与平均上地壳 UCC 的含量相似，Ca 和 Na 的摩尔份数之比约为 1∶3。而且，由于沙子中没有其他的矿物含 Na，Na_2O 的含量必然和钠长石有密切联系。然而，Honda 等（1998）发现，用该方法计算出的 CIA 值具有很大的不确定性，尤其在计算细颗粒的 CIA 时，要比真实值大。McLennan 等（1993）提出如下关于 CaO^* 含量的校正方法

$$CaO^* = CaO - (10/3 \times P_2O_5) \tag{3-15}$$

在该式中，如果校正后的 CaO 的摩尔份分数小于 Na_2O 的摩尔份数，则采用校正后的 CaO 摩尔份数作为 CaO^* 的摩尔份数；反之，则采用 Na_2O 的摩尔份数作为 CaO^* 的摩尔份数。该方法被众多研究者用于计算不同沉积物的 CIA 值，取得了良好的效果，因此，本书中所有的 CaO^* 的值据此方法获得。

从表 3-8 可以看出，库姆塔格沙漠沙沙物质的 CIA 值介于 45.5～48.2 之间，平均值为 46.7，与 UCC 的平均值接近（48），低于中国黄土（59.2），远小于陆源页岩的 CIA 值（70.4）。据此可以判定，库姆塔格沙漠沙所经历的化学风化程度与未受风化的 UCC 值接近，远低于陆源页岩和中国黄土所经历的化学风化，表明库姆塔格沙漠沙物质遭受了低等的化学风化，没有明显的黏土矿物的组分。从区域上看，沙漠东南部的沙物质 CIA 值略高于北部和西部，北部沙物质的 CIA 值最低；其次为西部，与矿物组成的成熟度和源区指数变化趋势相反。一般来讲，沙物质的化学风化程度越强，它的成熟度和源区指数应该越高，但我们的分析结果却相反。其实，这种情况恰好说明，库姆塔格沙漠处于干燥多风的气候条件下，经受的主要是物理破碎，即物理

风化，而化学风化作用甚微，化学风化在区域上的细微差异几乎可以忽略。由于沙漠东南部受阿尔金山、卡拉塔什塔格和小红山等山体的影响，形成多条大的洪水冲沟，间歇性洪水发作频繁，相对于北部而言沙漠南部降水略显丰富，且植被生长较好，沿这些洪水冲沟由南向北水分条件逐渐变差，CIA 值也越来越小（图 3-24），导致沙漠东南部的沙物质化学风化程度要略高于北部和西部。

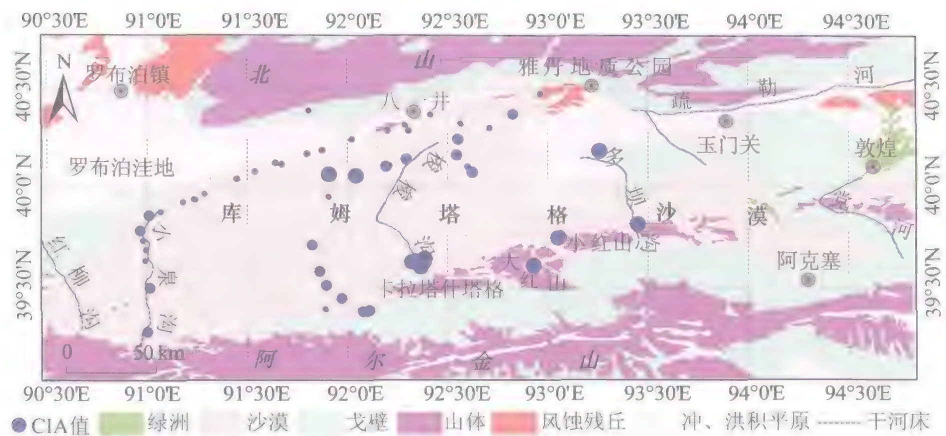


图 3-24 库姆塔格沙漠表层沉积物化学风化指数（CIA 值）分布图

（图中蓝色圆点大小代表 CIA 值的高低；从南到北 CIA 值略有降低趋势）

Fig. 3-24 Distribution map of chemical index of alteration (CIA) of surface sediments in the Kumtagh Desert (The size of blue dots represents the CIA proportion and shows a decrease trend from the south to north)

（2）A-CN-K 图解。CIA 既可以用无量纲的数值来表示，如表 3-10 所列的常见岩石和矿物的 CIA 值，也可以用 A-CN-K 图解来表示（图 3-25a）。该图解是基于质量平衡原理、长石淋溶实验和矿物稳定性热力学计算的大陆风化趋势预测模型，被广泛的运用于反映陆壳化学风化趋势及化学风化过程中沉积物的主成分和矿物学变化（Honda et al.，1998；Nesbitt et al.，1982；陈骏等，2001）。图的 A 端代表 Al_2O_3 的摩尔值（%）；CN 端代表 $CaO^* + Na_2O$ 的摩尔值（%）；K 端代表 K_2O 摩尔值（%）。它可以形象地表现不同样品 CIA 值在三角图解中的分布情况，并可判断样品的源岩成分及风化特征。通常，气候因素控制着沉积物（岩）的化学风化程度，构造因素则控制着源岩的剥蚀和供应程度。如果沉积物主元素成分变化不大或 A-CN-K 三角图解中样品点的分布区域紧凑集中，反映出源岩化学风化和剥蚀的相对稳定状态（Fedo et al.，1995）。反之，若源岩的主化学元素成分变化大，三角图中样品点分布分散而且不紧凑，则表明气候和构造环境都处在非稳定状态。已有的资料表明，上部陆壳主要由斜长石和钾长石构成（约占矿物总量的 50%以上；Nesbitt et al.，1984）。同时，由于长石属于易风化的不稳定矿物（Nesbitt et al.，1980），因此，在大气圈、水圈和生物圈的直接作用下，大陆风化是地球表层系统中最活跃的地质作用之一。根据质量平衡原理，长石淋溶实验和矿物稳定性的热力学计算，Nesbitt等（1984）提

表 3-10　上地壳和各类岩石、矿物的 CIA 值（Nesbitt et al，1982；1989）

Table 3-10　Values of the chemical index of alteration (CIA) for the upper continental crust and various sedimentary rocks and minerals（Nesbitt et al.，1982；1989）

岩石和矿物	CIA 值	岩石和矿物	CIA 值
平均上地壳	50	钙长石	50
更新世冰碛岩（基质）	50～55	钾长石	50
更新世冰川黏土	60～65	白云母	75
黄土	55～70	伊利石	75～85
平均页岩	70～75	蒙脱石	75～85
亚马逊泥岩	80～90	绿泥石	100
残留黏土	85～100	高岭石	100
钠长石	50		

出大陆化学风化趋势预测的 A-CN-K 三角模型图（图 3-25a），并以此来预测各种岩石和沉积物的风化趋势（Nesbitt et al.，1984，1989，1996，1997）。

从该模型中可以看出，大陆风化的早期阶段以斜长石风化为标志，风化产物以伊利石、蒙脱石和高岭石为特征，风化趋势线(图 3-25a，实线箭头)准平行于 A-CN 连线，典型的大陆风化趋势线上。同时，由于河流溶质代表了大陆风化过程中的可溶组分，其组成点落在风化趋势线的反向延长线上。当风化趋势点抵达 A-K 连线，表明风化剖面中斜长石全部消失，风化作用进入以钾长石和伊利石风化为标志的中级阶段，风化趋势线(图 3-25a，短实线箭头)平行于 A-K 连线。在大陆风化的晚期阶段，风化产物的组成落在 A 点附近，风化产物以高岭石-三水铝石-石英-铁氧化物组成为特征。这种化学风化趋势模型已经在不同地区和各种母质的风化剖面中得到验证（Nesbitt et al.，1984）。

将库姆塔格沙漠沙物质主要化学组成分析结果，投在 A-CN-K 三角图中（图 3-25a），为了便于分析，我们将沙丘沙与丘间地冲洪积沉积物分别投影作图，并与上部陆壳（UCC）、陆源页岩及中国黄土的分析结果进行了对比。从图 3-25a 可以看出，库姆塔格沙漠沙丘沙的组成点集中分布在 UCC 的风化趋势线的端点上，基本与 UCC 的风化结果相近，说明其化学组成类似于大陆地壳平均组成，而且沙漠低地和丘间地中沉积的冲积、洪积和湖积物以及黄土的 CIA 值较大，其组成点全部落在 UCC 风化趋势线上。这一特征首先反映了库姆塔格沙漠沙物质组成的高度均一性；另一方面也说明库姆塔格沙漠沙丘沙与 UCC 化学组成相近，有相似的 Al_2O_3，CaO，Na_2O，K_2O，TFe_2O_3和 MgO 的相对含量，处在基本未受或较弱的大陆化学风化的初级阶段：较弱的去 Na、Ca 阶段，CIA 指数大多小于 50。但黄土和库姆塔格沙漠沙丘沙

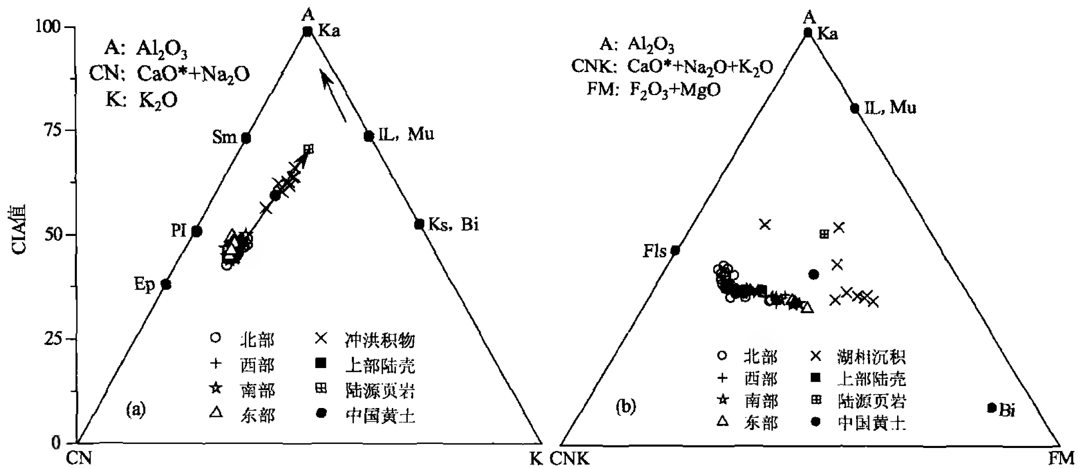


图 3-25 库姆塔格沙漠表层沉积物 A-CN-K(a)和 A-CNK-FM(b)三角图

（长实线箭头代表大陆化学风化趋势；A=Al_2O_3，CN=$CaO+Na_2O$，K=K_2O，CNK=$CaO^*+Na_2O+K_2O$，FM=Fe_2O_3+MgO；Ka=高岭石，Sm=蒙脱石，IL=伊利石，Mu=白云母，PI=斜长石，Ks=钾长石；Fls=长石；Ep=绿帘石；Bi=黑云母）

Fig. 3-25 A-CN-K (a) and A-CNK-FM (b) ternary plots of surface sediments of the Kumtagh Desert. In both ternary diagrams, the long solid line arrows represent the chemical weathering direction of the continent; A=Al_2O_3, CN=$CaO+Na_2O$, K=K_2O, CNK=$CaO^*+Na_2O+K_2O$, FM=Fe_2O_3+MgO; Ka=kaolin, Sm=smectites, IL=illite, Mu=muscovite, PI=plagioclase, Ks=K－feldspar, Fls=feldspar, Ep=epidote Bi=biotite

的组成点在 A-CN-K 三角图中落在不同的区域，说明它们之间的化学组成及遭受的风化过程有所差异。丘间低地及干河床的沉积物由于经历了长距离的搬运、分选和再沉积过程，其物理组分中的黏粒组分所占比例较大，黏土矿物的含量较高，所以其化学组成和风化特征与黄土一致，在 A-CN-K 三角图中落在相同的区域。从图 3-25a 中还可以看出，库姆塔格沙丘沙的化学组成及风化特征与陆源页岩的平均化学成分有明显的差别，但与 UCC 的平均化学成分及风化特征相近似，而且沙丘沙的成分变异指数（ICV）全部都大于 1，在 1.4～1.7，平均为 1.6（表 3-8），反映了库姆塔格沙漠沙物质在干燥、寒冷条件下的初期沉积。此外，这些组成点在风化趋势线上的分布位置表明，库姆塔格沙漠的沙物质在极端干旱的气候条件下缺少有效的化学风化过程，所经历的化学风化尚处在大陆风化的初级阶段，基本未受化学风化，而丘间地沉积的河湖相冲洪积物，化学风化程度要略强于沙丘沙。

（3）A-CNK-FM 图解。A-CN-K 图解通过碱金属元素和 Al 元素含量反映化学风化程度和矿物学变化，无法反映其他金属元素的迁移特征和风化过程。A-CNK-FM 图解（图 3-25b）则通过指示 Fe 和 Me 元素的组成差异来反映沉积风化过程中元素的迁移和富集过程。在该图解中，A 端代表 Al_2O_3 的摩尔值（%）；CNK 端代表 $CaO^*+Na_2O+K_2O$ 的摩尔值（%）；FM 端代表 Fe_2O_3+MgO 摩尔值（%）。图中

FM 值的大小可以预测风化过程中含 Fe 和含 Mg 矿物的分解及元素流失方向。图 3-25b 的A-CNK-FM 图解指示结果显示，Fe、Mg 的组成在空间上差异显著，总体呈北低南高的趋势，碱金属含量和 Al 含量在空间上略有差异但变化不大。出现这种情况的原因可能是库姆塔格沙漠地表物质在搬运、沉积过程中含 Na、K、Al 的矿物含量基本保持不变，而富含 Fe、Mg 等元素的铁镁质矿物（黑云母十角闪石）含量从北区向南区显著增大，伴随着长英质矿物含量的减小（表 3-7），从而导致 Fe、Mg 含量的空间分异。这主要是铁镁质矿物由于物理化学稳定性较差、矿物解理较为发育导致其在沉积和搬运过程中由于机械作用（磨损、分选）易遭破碎和风化，经过后期的分选将倾向在较细的组分中富集，从而使粒度较粗的沙漠沙缺少铁镁质组分，Fe、Mg 等金属元素相对亏损。

不论是表 3-8 中 CIA 值反映的情况，还是图 3-25 中 A-CN-K 三角图和 A-CNK-FM 三角图所指示的结果都表明，库姆塔格沙漠沙物质的的化学组成在区域上虽有差异但都是很小的，揭示出这些沉积物具有很好的均质性，尽管其在矿物学上和沉积学上的成熟度较低。这一结果暗示，相对其他沙漠沙而言，库姆塔格沙漠沙物质在其沉积过程中受阿尔金山的冰川活动及降水造成的间歇性洪流冲积效应要比风力搬用效应更大。

基于石英氧同位素的研究，Matsuhisa 等(1996)指出，冰川活动在中国西部干旱区细颗粒沉积物的均一性分布有很重要的作用。他们提出如下模式：细颗粒最初由冰川对山区基岩的侵蚀作用形成，并以冰碛岩的形式沉积，然后经河水或洪水携带到盆地内形成巨厚的沉积层，这些盆地沉积后来经风力吹蚀、搬运后就地起沙，被视为风成细颗粒的来源物质。通过对库姆塔格沙漠沙物质的组成及风化特征详细的分析以后，我们也认为，我们的研究结果支持 Matsuhisa 等（1996）的模式，并进一步肯定了早期的冰川活动，尤其是季节性洪流携带作用对库姆塔格沙漠沙的均一性起到了重要作用。这一点可以从库姆塔格沙漠内分布的多条流水切割深沟便可以得到证实。同时，我们还发现，沙漠内部沙物质的主要化学元素组成的空间变异性很小，据此可以认为，风力搬运对沙物质的均一性混合也同样起到举足轻重的作用。所以，通过以上分析，我们可以做出这样的推断，即库姆塔格沙漠的沙物质来源主要是沙漠南部和东部隆起的阿尔金山及低山基岩的侵蚀或剥蚀物，气候湿润期，冰川发育、洪水泛滥，基岩侵蚀、剥蚀物后经洪水的携带沿途进一步经过流水的磨蚀作用变得更细，这样，在出山口一部分大颗粒物首先沉积到山前的冲洪积扇上，形成了一道沙漠与山体连接的过渡带——山前戈壁带；一部分更细的颗粒继续经洪流携带到盆地内部沉积，后来气候干燥期，风沙活动频繁，强劲的风力携带大量的沙物质在沙漠内部发生掺混，使得沙物质成分在沙漠内部均匀分布，并受下伏沉积构造的控制塑造出形态各异的沙丘类型，呈现出目前的景观格局。

3.2.4 基于矿物和地球化学元素组成的沉积物来源讨论

干燥的气候是沙漠形成的必要条件，而丰富的沙源则是沙漠形成的物质基础（朱震达等，1980）。沙漠地表景观的形成，除了有干旱、多风的气候条件作为地貌形态塑造的外营力外，还必须有丰富的沙物质来源提供保障。在干旱区，能提供丰富沙物质来源的主要有两种类型的构造-地面单元：一是巨大的内陆（断陷或凹陷）盆地，如塔里木盆地、准噶尔盆地等；二是干燥剥蚀高原，特别是其间的山地（或高地）的山前平原及局部陷落洼地，如内蒙古高原和鄂尔多斯高原等（吴正，2009）。沙漠沙物质的来源和古地理环境有着密切联系。库姆塔格沙漠位于塔里木板块东部的阿尔金山北麓地带，受青藏高原新构造运动强烈隆升和贯穿本区的阿尔金断裂系发生左旋走滑变动的影响，构筑了南高北低的地质构造变为盆山格局（屈建军等，2005）。

总体上看，整个库姆塔格沙漠是覆盖在阿尔金山北麓山前冲洪积倾斜平原上，阿尔金山北麓的洪积扇十分发育，规模很大，说明阿尔金山有极强的产沙能力，为库姆塔格沙漠提供充分的沙源。所以，库姆塔格沙漠的沙源尽管在理论上可能来自罗布泊洼地的湖相沉积、疏勒河的冲积物以及北山南麓的洪积物（夏训诚，1987），但实际上阿尔金山对库姆塔格沙漠的沙源具有决定性控制作用（董治宝等，2008；2009）。毫无疑问，从地质学角度讲，库姆塔格沙漠的沙物质主要来源于阿尔金山，这点可以从矿物分析结果和沙物质的化学蚀变指数得以证实。库姆塔格沙漠表层沙物质矿物组成比较复杂，主要以不稳定、易风化的轻矿物和各类岩屑含量较高，重矿物含量较低。轻矿物的成熟度和物源指数虽存在区域上的差异，但总体偏低；而地表沙物质的化学蚀变指数普遍较低，沙物质经历的是低等的化学风化，反映了母岩成分复杂、物源频繁变化。尽管其在矿物学上和沉积学上的成熟度较低，库姆塔格沙漠沙物质的化学组成在区域上差异都是很小，沉积物具有很好的均质性。库姆塔格沙漠沙物质在其沉积过程中受阿尔金山的冰川活动及降水造成的间歇性洪流冲积效应要比风力搬用效应更大。因此，虽然第四纪以来，库姆塔格沙漠仍在持续变干，但突发性暴雨仍能够使源于南部阿尔金山的洪积物被运达沙漠北部，北部的沙物质在偏北风的作用下向南移动，覆盖在南部的砾石沉积物上，使沙漠蔓延。

突发性泛洪事件与后继干旱多风事件的交替，导致沙漠北部沟谷口出露的剖面中，出现黏土和风沙交替出现的沉积层理，指示了突发性暴雨仍能够使源于南部阿尔金山的洪积物被运达沙漠北部然后沉积的事实。图 3-26 是库姆塔格沙漠北部梭梭沟沟口处白土滩上所挖剖面的几个样品风化参数分布特征。从图中可以看出，整个剖面自上而下，黏土层和沙层的 CIA 值、Na/K 比和 Rb/Sr 比出现由大到小的交替变化情况，其风化特征有所差异，表现出黏土层风化程度高而风沙层风化弱的特征。总体上表现为沙层 CIA 值低，化学风化弱；黏土层 CIA 值较高，化学风化相对较强。

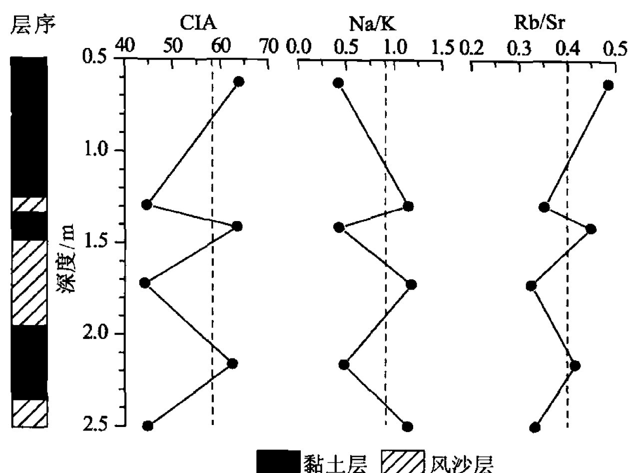


图 3-26　沙漠北部黏土与风沙交错层理剖面中 CIA、Na/K 和 Rb/Sr 参数分布图

（CIA 值与 Rb/Sr 比变化趋势相似，而 Na/K 比与风化指数 CIA 值呈相反的变化规律，虚线代表平均值）

Fig. 3-26　Variation in CIA, Na/K and Rb/Sr in the sand-clay interbedded profile in the north of Kumtagh Desert

Rb/Sr 比曲线的变化形式与 CIA 值的变化特征十分相似，但 Na/K 比的变化情况正好与 CIA 参数的变化特征相反，也表现为沙层和黏土层的周期旋回趋势，同样指示了黏土层风化程度高，而风沙层风化弱的特征。

所以，库姆塔格沙漠是由风力将来自阿尔金山的洪积物再搬运扩散而形成。由于偏北风的搬运扩散，总体上沙漠北部相对处于风蚀区，而南部则处于堆积区（董治宝，2008；Dong，et al.，2009）。因此，不论从矿物成熟度（*M* 值和 ZTR 值），还是矿物稳定度反映的情况来看，沙漠北部沙物质遭受的风力侵蚀程度要高于南部地区也在情理之中。突发洪水期，从阿尔金山由洪水携带的大量冲洪积物进洪水沟的泄洪过程带至沙漠北部相对低洼的地方发生沉积，形成黏土堆积层。洪水期过后，沙漠气候干燥；风大，风沙活动频繁，流沙蔓延，覆盖于黏土沉积层之上；而后，这两个过程交替出现，沙漠渐进扩张，在下伏地形和大地貌单元控制下，塑造出各种不同的沙丘类型，呈现出今天的沙漠景观。

当然，也有观点认为，库姆塔格沙漠的沙源在理论上可能来自罗布泊洼地的湖相沉积、疏勒河的冲积物以及北山南麓的洪积物（夏训诚，1987；屈建军等，2005）。但实际上经过我们的分析，发现阿尔金山对库姆塔格沙漠的沙源具有决定性控制作用，库姆塔格沙漠北部的断裂带使其与罗布泊湖盆分开，并明显高于湖盆，似乎没有沙源从罗布泊供给的可能性。至于疏勒河是否流经库姆塔格沙漠地区也是许多学者质疑的一个问题，多数观点认为，该河根本就没有抵达库姆塔格沙漠地区（冯绳武，1981；王树基，1987），流经库姆塔格沙漠附近的河流可能只有党河。所以，关于疏勒河为库姆塔格沙漠提供物源的说法需要更进一步的研究与探讨。另外，沙漠北部的

北山洪积物及剥蚀基岩提供沙源的说法，在本研究中似乎有所体现，并从矿物分析结果中得以证实，因为北部沙垄区的矿物成熟度及物源指数都显示出该区域有一除阿尔金山以外的新物源方向，至少三垄沙是一个很好的例证。

本节从矿物学和地球化学的角度分析了库姆塔格沙漠地表沉积物的物质组成，并结合现代沉积环境原理对其风成环境及沙物质来源进行了尝试性探讨。受母质来源和风化程度的影响，库姆塔格沙漠沙物质矿物组成比较复杂，主要以轻矿物和各类岩屑等不稳定矿物含量较高，重矿物含量较低。沙漠沙中不稳定矿物大量存在说明，沙漠形成环境极端干旱，化学风化作用微弱，主要是物理的分解破碎和机械搬运。相对世界其他沙漠而言，库姆塔格沙漠的轻矿物组成与其他沙漠相差很大，石英含量偏低，而长石含量偏高，显示出较高的长/石比（长石和石英的比值），成熟度和物源区指数均较低，沙物质遭受的物理和化学风化循环过程较浅，化学蚀变指数 CIA 值普遍偏低，处于一个低等的化学风化环境。各元素的平均含量在区域上的分布模式基本相似，没有明显的差异，表明沙漠中沉积的碎屑物质可能具有相似的物源或搬运沉积过程，但重矿物和微量元素的分析结果表明，沙漠北部的线形沙丘与垄间沙地沉积物可能具有不同的物源，且前者比后者有更广泛的物源。

尽管其在矿物学上和沉积学上的成熟度较低，但化学风化特征表明，相对其他沙漠沙而言，库姆塔格沙漠沙物质在沉积过程中，受阿尔金山的冰川活动及降水造成的间歇性洪流冲积效应要比风力搬用效应更大。沙物质来源主要是沙漠南部和东部隆起的阿尔金山及低山基岩的侵蚀或剥蚀物，气候适宜期，冰川发育、洪水泛滥，基岩侵蚀、剥蚀物后经洪水的携带沿途进一步经过流水的磨蚀作用变得更细，这样，在出山口一部分大颗粒物首先沉积到山前的冲洪积扇上，形成了一道沙漠与山体连接的过渡带——山前戈壁带；一部分更细的颗粒继续经洪流携带到盆地内部和北部沉积，后来气候干燥期，风沙活动频繁，强劲的偏北风携带大量的沙物质在沙漠内部发生掺混，北部的沙物质在偏北风作用下向南移动，覆盖在南部的砾石沉积物上，使沙漠蔓延，沙物质成分在沙漠内部均匀分布，并受下伏沉积构造的控制塑造出形态各异的沙丘类型，呈现出目前的景观格局。

参 考 文 献

俄友浩，王继和，严平，等．2008. 库姆塔格沙漠古水系变迁与沙漠地貌的形成．地理学报，63（7）：725—734.

陈骏，安芷生，刘连文等．2001. 最近 2.5 Ma 以来黄土高原风尘化学组成的变化与亚洲内陆的化学风化．中国科学（D辑），31（2）：136—144.

陈骏，季峻峰，仇纲等．1997. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究．中国科学（D辑），27（6）：531—536.

陈渭南．1993. 塔克拉玛干沙漠 84°E 沿线沙物质的粒度特征．地理学报，48（1）：33—46.

成都地质学院陕北队．1976. 沉积岩（物）粒度分析及其应用．北京：地质出版社．

董治宝，屈建军，卢琦．2008. 关于库姆塔格沙漠“羽毛状”风沙地貌的讨论，28（6）：1005—1010.

董治宝，屈建军，陆锦华，等．2009. 库姆塔格沙漠地貌图．北京：科学出版社．
董治宝．2009. 羽毛状沙丘辨析．科技导报，27（20）：69—75.
冯连君，储雪蕾，张启锐等．2003. 化学蚀变指数（CIA）及其在新元古代碎屑岩中的应用．地学前缘（中国地质大学，北京），10（4）：539—544.
冯绳武．1981. 甘肃河西水系的特征与演变．兰州大学学报（自然科学版），17（1）：125—129.
高尚玉，董光荣，李保生．1985. 萨拉乌苏河第四纪地层中化学元素迁移和聚集与古气候的关系．地球化学，（3）：269—275.
关有志，陈振英，贾惠兰．1986. 萨拉乌苏河地区第四纪地层中的元素分析与古气候．中国沙漠，6（1）：32—35.
哈斯，王贵勇．1996. 腾格里沙漠东南缘横向沙丘粒度变化及其与坡面形态的关系．中国沙漠，16（3）：216—221.
哈斯，庄燕美，王蕾等．2006. 毛乌素沙地南缘横向沙丘粒度分布及其对风向变化的响应．地理科学进展，25（6）：42—51.
何清，杨兴华，霍文等．2009. 库姆塔格沙漠粒度分布特征及环境意义．中国沙漠，29（1）：18—22.
和钟铧，刘招君，郭巍．2001. 柴达木盆地北缘大煤沟剖面重矿物分析及其地质意义．世界地质，20（3）：275—281.
吉启慧．1996. 粒度分析在塔克拉玛干沙漠研究中的应用．中国沙漠，16（2）：173—179.
李江风．2003. 塔克拉玛干沙漠和周边山区天气气候．北京：科学出版社．
李振山，陈广庭，冯起等．1998. 塔克拉玛干沙漠腹地纵向沙垄表面沙物质粒度特征．干旱区资源与环境，12（1）：21—27.
廖空太，李耀辉，刘虎俊等．2008. 库姆塔格沙漠羽毛状沙垄风沙活动强度特征．中国沙漠，28（3）：399—404.
刘宝珺．1980. 沉积岩石学．北京：地质出版社．
刘东生．2009. 黄土与干旱环境．安徽：安徽科学技术出版社．
刘东生等．1966. 黄土的物质成分和结构．北京：科学出版社．
刘东生等．1985. 黄土与环境．北京：科学出版社．
刘虎俊，王继和，廖空太等．2006. 库姆塔格沙漠“羽毛状沙丘”形态的示量特征．干旱区地理，29（3）：314—320.
刘英俊，王鹤年，曹励明等．1984. 元素地球化学．北京：科学出版社．
陆洁民，郭召杰，赵泽辉等．2004. 新生代酒西盆地沉积特征及其与祁连山隆升关系的研究．高校地质学报，10（1）：50—61.
钱亦兵，吴兆宁，金井丰等．1994. 塔克拉玛干沙漠沙物质成分研究．干旱区研究，11（4）：46—52.
钱亦兵，吴兆宁，石井武政等．1993. 塔克拉玛干沙漠沙物质成分特征及其来源．中国沙漠，13（4）：32—38.
钱亦兵，周兴佳，李崇舜等．2001. 准噶尔盆地沙漠沙矿物组成的多源性．中国沙漠，21（2）：182—187.
屈建军，廖空太，俎瑞平等．2007. 库姆塔格沙漠羽毛状沙垄形成机理研究．中国沙漠，（3）：349—355.
屈建军，郑本兴，俞祁浩等．2004. 罗布泊东阿齐克谷地雅丹地貌与库姆塔格沙漠形成的关系．中国沙漠，24（3）：294—300.
屈建军，左国朝，张克存等．2005. 库姆塔格沙漠形成演化与区域新构造运动关系研究．干旱区地理，28（4）：424—428.
任明达，王乃樑．1981. 现代沉积环境概论．北京：科学出版社．
邵磊，朱伟林．2000. 陆源碎屑岩地球化学在盆地分析中的应用．地学前缘，7（3）：297—304.
孙继敏．2004. 中国黄土的物质来源及其粉尘的产生机制与搬运过程．第四纪研究，24（2）：175—183.
孙业乐，庄国顺，袁蕙等．2004. 2002 年北京特大沙尘暴的理化特性及其组分来源分析．科学通报，49（4）：340—346.

王树基 . 1987. 罗布泊洼地及周边新构造运动的初步研究 . 见：夏训诚主编，罗布泊科学考察与研究 . 北京：科学出版社 . 37—51.
王自强，尹崇玉，高林志等 . 2009. 黔南-桂北地区南华系化学地层特征 . 地球学报，30（4）：465—474.
魏怀东，徐先英，王继和等 . 2007. 库姆塔格沙漠沙丘的粒度特征 . 水土保持学报，21（3）：6—9.
吴正 . 1987. 风沙地貌学 . 北京：科学出版社 .
吴正 . 2009. 中国沙漠及其治理 . 北京：科学出版社 .
吴正等 . 2003. 风沙地貌与治沙工程学 . 北京：科学出版社 .
夏训诚，王富葆，赵元杰 . 2007. 中国罗布泊 . 北京：科学出版社 .
夏训诚 . 1987. 库姆塔格沙漠的基本特征 . 见：夏训诚主编，罗布泊科学考察与研究 . 北京：科学出版社 . 78—94.
谢静，丁仲礼 . 2007. 中国东北部沙地重矿物组成及沙源分析 . 中国科学（D辑），37（8）：1065—1072.
谢远云，何葵，周嘉等. 2006. 哈尔滨沙尘暴的化学特征及其物质源探讨. 地理研究，25（2）：255—261.
张小曳，张光宇，朱光华等 . 1996. 中国源区粉尘的元素示踪. 中国科学（D辑），26（5）：423—430.
赵红格，刘池洋 . 2003. 物源分析方法和研究进展 . 沉积学报，21（3）：409—415.
朱震达，陈治平，吴正等 . 1981. 塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究 . 北京：科学出版社 .
朱震达，吴正，刘恕等 . 1980. 中国沙漠概论 . 北京：科学出版社 .
Ahlbrandt T. 1979. Textural parameters of eolian deposits. In：McKee E. D.（ed.），A study of global sand seas. USGS Professional Paper 1052，21—51.
Baba J，Komar P D. 1981. Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. Journal of Sedimentary Petrology，51：631—640.
Bagnold R A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London：Methuen.
Chen J，An Z S，Liu L W et al. 2001. Variations in chemical compositions of the eoliandust in Chinese Loess Plateau over the past 2. 5Ma and chemical weathering in the Asian inland. Science in China：Series D，31（2）：136—145.
Ding Z L，Sun J M，Yang S L et al. 2001. Geochemistry of the Pliocenered clay formation in the Chinese Loess Plateau and implications for its origin，source provenance and paleoclimate change. Geochimica et Cosmochimica Acta，65（6）：901—913.
Dong Z B，Qu J J，Wang X M，et al. 2008. Pseudo-feathery dunes in the Kumtagh Desert. Geomorphology，100：328—334.
Dong Z，Qian G，Yan P，et al. 2010. Gravel bodies in the Kumtagh Desert and their geomorphological implications. Environmental Earth Sciences，59（8）：1771—1779.
Fedo C M，Nesbitt H W，Young G M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols，with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology，23，921—924.
Folk R L，Ward W C. 1957. Brazos River bar：a study in the significance of grain size parameters，Journal of Sedimentary Petrology，27，3—26.
Folk R L. 1966. A review of grain-size parameters. Sedimentology，6：73—93.
Folk R L. 1971. Longitudinal dunes of the North-western edge of the Simpson Desert，North Territory，Australia，1：Geomorphology and grain size relationship. Sedimentology，16：5—54.
Garzanti E，Vezzoli G，And S et al. 2007. Quantifying sand provenance and erosion（Marsyandi River，Nepal Himalaya）. Earth and Planetary Science Letters，258（3—4）：500—515.
Honda M，Shimizu H. 1998. Geochemical mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan desert sands. Sedimentology，45：1125—1143.

Komar P D, Cui B. 1984. The analysis of grain-size measurements by sieving and settling tube techniques. Journal of Sedimentary Petrology, 54 (2): 603—614.

Krumbein W C. 1934. Size frequency distributions of sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 4: 65—77.

Krumbein W C. 1938. Size frequency distribution of sediments and the normal phi curve. Journal of Sedimentary Petrology, 8: 84—90.

Krumbein W C. 1936. Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 6: 35—47.

Lancaster N. 1983. Controls of dune morphology in the Namib sand sea. In: Brookfield M E and Ahlbrandt T S (eds.), Eolian Sediments and Processes, Amsterdam: Elsevier, 261—289.

Lancaster N. 1985. Variations in wind velocity and sand transport rates on the windward flanks of desert sand dunes. Sedimentology, 32: 581—593.

Lancaster N. 1989. The Namib sand sea: dune forms, processes and sediments. Rotterdam: Balkema.

Lancaster N. 1995. Geomorphology of desert dunes. New York: Routledge.

Liu C Q, Masuda A, Okada A et al. 1993. A geochemical study of loess and desert sand in northern China: Implications for continental crust weathering and composition. Chemical Geology, 106: 359—374.

Livingstone I, Bullard J E, Wiggs G F S et al. 1999. Grain-size variation on dunes in the Southwest Kalhari, southern Africa. Journal of Sedimentary Petrology, 69: 546—552.

Livingstone I, Warren A. 1996. Aeolian Geomorphology: an introduction. Singapore: Longman.

Livingstone I, Wiggs G F S, Weaver C M. 2007. Geomorphology of desert sand dunes: A review of recent progress. Earth-Science Reviews, 80: 239—257.

Loizeau J L, Arbouille D, Santiago S et al. 1994. Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. Sedimentology, 41 (2): 353—361.

Matsuhisa Y, Mizota C, Faure K et al. 1996. Homogenization processes of fine particles in the arid regions of western China, inferred from oxygen isotope composition of quartz, The Tokai International Symposium on Cosmochronlogy and Isotope Geoscience, Abstracts. 29—32.

McLennan S M, Hemming S, McDaniel D K, et al. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. in Johnsson M J, and Basu A, eds., Processes Controlling the Composition of Clastic Sediment: Geological Society of America Special Paper, 284. 21—40.

Mischke S. 2005. New evidence for origin of Badain Jaran Desert of Inner Mongolia from granulometry and thermoluminescence dating. Journal of Palaeogeography, 7 (1): 79—97.

Moiola R J, Spencer A B. 1979. Differentiation of eolian deposits by discriminant analysis. In: McKee E D, A study of global sand seas. USGS Professional Paper 1052. 53—58.

Morton A C, Hallsworth C R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. Sedimentary Geology, 124 (1-4): 3—29.

Muhs D R, Reynolds R L, Been J et al. 2003. Eolian sand transport pathways in the southwestern United States: importance of the Colorado River and local sources. Quaternary International, 104 (1): 3—18.

Muhs D. 2004. Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia. Geomorphology, 59 (1—4): 247—269.

Nesbitt H W, Fedo C M, Young G M. 1997. Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-steady—State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. The Journal of Geology, 105, 173—191.

Nesbitt H W, Markovics G, Price R C. 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44: 1659—1666.

Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemis-

try of lutites. Nature, 299: 715—717.

Nesbitt H W, Young G M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 1523—1534.

Nesbitt H W, Young G M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. The Journal of Geology, 97: 129—147.

Nesbitt H, Young G. 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: Effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. Sedimentology, 43 (2): 341—358.

Pettijohn F J, Potter P E, Siever R. 1987. Sand and sandstone. 2nd ed. Berlin: Springer-Verlag.

Sahu B K. 1964. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 34 (1): 73—83.

Sahu B K. 1965. Theory of sieving. Journal of Sedimentary Petrology, 35: 750—753.

Sharp R P. 1966. Kelso Dunes, Mojave Desert, California. Geological Society of America Bulletin, 77: 1045—1074.

Swan D, Clague J J, Luternauer J L. 1978. Grain-size statistics I: evaluation of the Folk and Ward graphic measures. Journal of Sedimentary Petrology, 48 (3): 863—878.

Swan D, Clague J J, Luternauer J L. 1979. Grain-size statistics Ⅱ: evaluation of grouped moment measures. Journal of Sedimentary Petrology, 49 (2): 487—500.

Taylor S R, McLennan S M. 1985. The Continenal Crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific, Boston.

Újvári G, Varga A, Balogh-Brunstad Z. 2008. Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. Quaternary Research, 69 (3): 421—437.

Vincent P. 1984. Particle size variation over a transverse dune in the Nafd as Sirr, central Saudi Arabia. Journal of Arid Environments, 7: 329—336.

Visher G. 1969. Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Research, 39 (3): 1074—1106.

Wang X, Dong Z, Zhang J. 2003. Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea. Sedimentary Geology, 161: 1—14.

Wedepohl K H. 1972. Handbook of Geochemistry. Springer, Berlin.

Weltje G J, von Eynatten H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. Sedimentary Geology, 171 (1—4): 1—11.

Whitfield M, Turner D R. 1979. Water-rock partition coefficients and the composition of seawater and river water. Nature, 300: 433—435.

Wilson I J. 1972. Aeolian bedforms—their development and origins. Sedimentology, 19: 173—210.

Yang X P, Zhang F, Fu X D et al. 2008. Oxygen isotopic compositions of quartz in the sand seas and sandy lands of northern China and their implications for understanding the provenances of aeolian sands. Geomorphology, 102: 278—285.

Yong G M, Nesbitt H W. 1999. Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada: A chemostratigraphic approach. GSA Bulletin, 111: 264—274.

第 4 章　风动力系统

风力作用是风沙地貌形成与演变的动力。本章根据前人的研究成果，叙述了库姆塔格沙漠四季海平面平均气压场和四季平均流场。依据 2007 年以来获得的沙漠 6 个测点的风速观测资料分析和讨论了地面风场，对输沙势进行了重点分析和讨论。库姆塔格沙漠风沙地貌形成的风动力系统受行星风系和局地环流的影响，风能环境在中国沙漠中属于较高者，以中等偏高风能环境为主，风力作用的方向和强度具有明显的区域差异，与沙丘类型的区域分布具有较好的对应关系。库姆塔格沙漠风动力系统在一定程度上体现了青藏高原的影响，从而说明青藏高原在沙漠风沙地貌形成中具有间接的影响作用。

4.1　环流与天气系统

环流在沙漠的形成及沙丘形态演化方面意义重大。在近地层，气团运动的方向决定沙漠和沙丘移动的总体方向。受沙漠地表摩擦力、阻力、黏滞力等的影响，环流在近地层减弱或加强，导致局地风蚀或风积，形成形态各异的沙波纹和沙丘等风沙地貌（李江风，2002）。

库姆塔格沙漠环流与天气系统的形成主要受控于全球行星尺度的环流系统和地形等因素影响形成的区域性环流。该沙漠位于中纬度环流高压影响区域，气流特征主要表现为下沉气流(李江风，2002)，但其形成并非受副热带高压的直接控制，这主要是由于副热带高压都在北纬 15°～30°，而库姆塔格沙漠主体位于北纬 39°～40°30′（李江风，2002）。在地形作用下形成的区域性环流在库姆塔格沙漠及沙丘形态的形成中也起重要作用，影响该沙漠的主要地形有南部的阿尔金山(青藏高原北缘)和北部的天山、库山鲁达克和克孜勒达克等(李江风，2002)。沙漠位于塔里木盆地东部，以罗布泊洼地与塔克拉玛干沙漠东西相望，所以大气环流和天气系统总体上与塔克拉玛干沙漠有较多联系和类似之处，所以本章关于库姆塔格沙漠环流和天气系统的讨论主要参考李江风(2003)主编的《塔克拉玛干沙漠和周边山区天气气候》。

4.1.1　四季海平面平均气压场

1. 冬季（1 月）海平面气压场分布

冬季，以 1 月气压场为代表。图 4-1 显示，整个亚洲大陆为蒙古高压所控制，其中心位于蒙古人民共和国和萨彦岭高原一带，中心强度一般在1 040 hPa以上。位于新疆阿尔泰山东部的富蕴、青河等地区，已是蒙古高压中心的西南部，在1 040 hPa

平均海平面气压等值线范围以内。局地性环流影响已被强大的高压反气旋所掩盖，由此，全疆包括库姆塔格沙漠都盛行以东和东北风为主的地面流场。

控制库姆塔格沙漠冬季气候变化的主要因子是蒙古高压的强弱、消长及其位置的迁移，决定近地层冷暖季的变化等。整个沙漠几乎全部位于高压的南部，是蒙古高压的前部，气压场在1 030～1 035 hPa之间。因此，冬季近地层多吹偏东风，再加上天山东部尾闾影响，基本以东北风为主导风向。

2. 春季(4 月)海平面气压场分布

春季是冬季和夏季的过渡季节。由于太阳高度增加，地面温度不断升高，从 4 月起，新疆北部蒙古高压大大减弱，其控制范围及强度已明显缩小，高压中心1 020 hPa向西北退缩，但仍控制着北疆北部和北疆东部地区，而蒙古高压东南部可延伸至天山的尾闾。

春季 4 月，沙漠温度剧烈上升，蒙古高压1 020 hPa的等值线对塔克拉玛干沙漠影响很小，但对库姆塔格沙漠还有一定的影响。由图 4-2 可以看出，库姆塔格沙漠地区气压场在1 015～1 020 hPa之间。由此表明，在沙漠地区，春季仍有蒙古高压的影响，但程度比较弱。

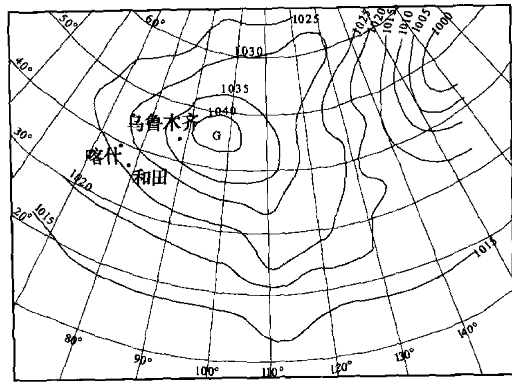


图 4-1　冬季（1 月）海平面气压场（hPa）分布（据李江风，2003）

Fig. 4-1　Mean winter (February) atmospheric pressure at the sea level (hPa; after Li, 2003)

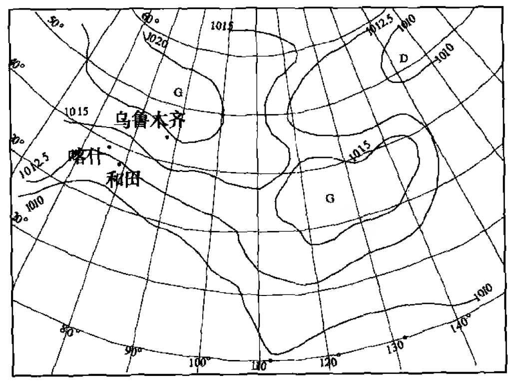


图 4-2　春季（4 月）海平面气压场（hPa）分布（据李江风，2003）

Fig. 4-2　Mean spring (April) atmospheric pressure at the sea level (hPa; after Li, 2003)

3. 夏季(7 月)海平面气压场分布

库姆塔格沙漠夏季主要受热低压的控制。图 4-3 显示，气压场在1 000～1 002 hPa之内。7 月，其海平面气压场与冬季相反，蒙古高压完全消失，印度大陆热低压北上。热低压势力强大，控制范围广大，其南部在印度、巴基斯坦和中国地区，周围环流几乎包括整个亚洲大陆。

库姆塔格沙漠冬、夏两季具有截然不同的气压场和风场，全年风向多由这两种环流类型所决定。而沙漠区域近地面和中层流场，还受天山和高原地形的制约，分布不尽和气压场、大气环流相一致。从多年平均图可以看出，1 月和 7 月各代表冬、夏类型，5～9 月属夏季类型，2～4 月属冬季类型。

4. 秋季(10 月)海平面平均气压场

秋季 10 月是由夏至冬的过渡季节，这时副热带地区的印度热低压已明显衰退，由新疆向西南方向退缩，10 月新疆南部已不受它的影响，而中高纬度的蒙古高压已开始活跃起来，9 月，蒙古高压中心在伊尔库兹克，其等值线为1 025 hPa（图 4-4)。10 月海平面气压分布是典型的秋季形势，但它已具备冬季海平面气压的雏形，说明新疆大陆天气气候已开始过渡到冬季类型。

在库姆塔格沙漠地区，10 月海平面平均气压在1 020～1 025 hPa之间，已步入冬季海平面气压场。

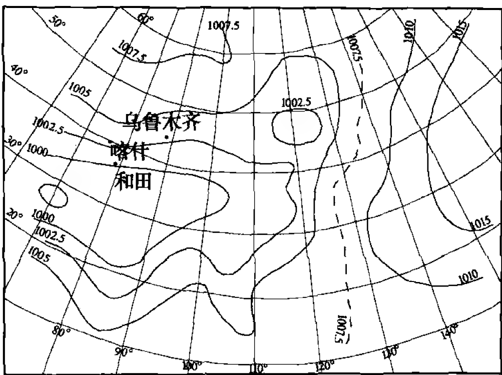


图 4-3 夏季(7 月)海平面气压场(hPa)分布（据李江风，2003）

Fig. 4-3 Mean summer (July) atmospheric pressure at the sea level (hPa; after Li, 2003)

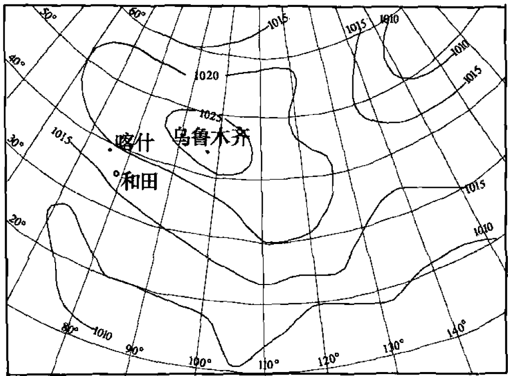


图 4-4 秋季(10 月)海平面气压场(hPa)分布（据李江风，2003）

Fig. 4-4 Mean autumn (October) atmospheric pressure at the sea level (hPa; after Li, 2003)

4.1.2 四季平均流场

平均流场是采用合成风的统计方法计算的，可以近似的代表盛行风向。

1. 冬季(1 月)平均流场

冬季以 1 月为代表，从1 500m高度的平均流场图（图 4-5）可以看出，在新疆高空盛行西风气流，约在4 000m高度以下，接近青藏高原和帕米尔高原西部时，被高原分为南北两支气流，影响南疆和库姆塔格沙漠的是北支气流，而地面冷高压在高空已不存在。

在1 500m高度上，北支气流受地形影响，产生了反气旋的环流系统。对库姆塔格沙漠有影响的是由天山西部进入的气流。该气流可以分为两支：一支流入甘肃省河西走廊；另一支转向东南，在罗布泊西面转向西南，是库姆塔格沙漠冬季天气气候形成的主要因素之一。

2. 春季(4 月)平均流场

春季，以 4 月为代表，1 500m高度的平均流场图（图 4-6）较冬季已发生较大的变化，西风带北移，势力减弱。影响库姆塔格沙漠的气流为：由阿尔泰山东端沿中蒙边境东南下，至哈密盆地红柳河分支的气流。该气流分为两支：一支一直东南下，去河西走廊；另一支东南下后，在甘新边界处转向西南，尔后沿青藏高原北缘西行。这支气流呈反气旋式，经过库姆塔格沙漠北部。反气旋气流常经区域即形成极端干旱气候，由此库姆塔格沙漠成为亚洲旱极的组成部分。

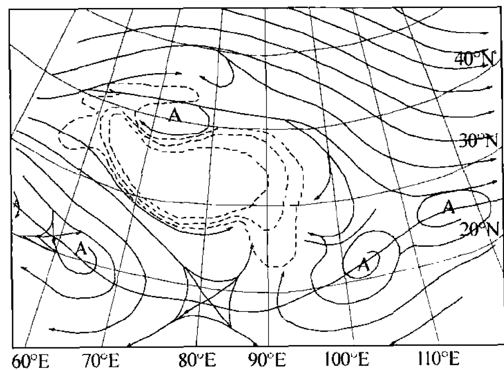


图 4-5　冬季（1 月）1 500 m 高度上平均流场（据李江风，2003）

Fig. 4-5　Mean winter (February) air flow field at 1 500m (after Li, 2003)

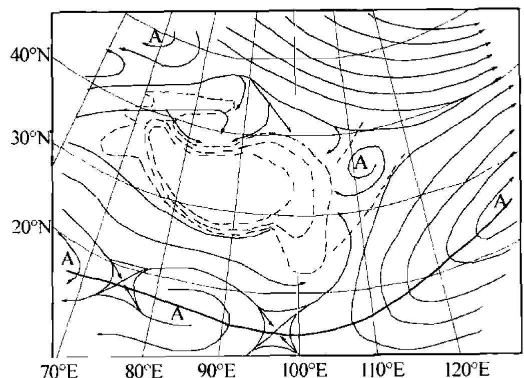


图 4-6　春季（4 月）1 500 m高度上平均流场（据李江风，2003）

Fig. 4-6　Mean spring (April) air flow field at 1 500m (after Li, 2003)

3. 夏季(7 月)平均流场

夏季 7 月，1 500m高度平均流场（图 4-7）表现为：印度低压发展北上，太平洋副热带高压加强北进，中国各地吹西南风或东南风。影响库姆塔格沙漠的气流为：在阿尔泰山的东南部自西北来的气流，该气流东南下，在新疆、蒙古国交界处转向西南，经甘新边境北山、克孜勒塔格、伊格孜塔格等丘陵区，进入库姆塔格沙漠。该气流为反气旋式，它经过库姆塔格沙漠的北部。

4. 秋季(10 月)平均流场

秋季，在 1 500m 高度平均流场(图 4-8)是个过渡类型的流场。影响库姆塔格沙

漠的气流为：由阿合奇沿天山南麓东行，至焉耆盆地东部库米什之南转向南下，至罗布泊西南方又转向东南下的气流。该气流在库姆塔格沙漠北面呈反气旋形式的流场，形成该地区的干旱。

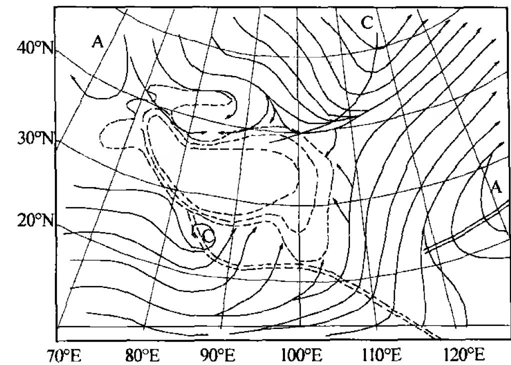


图 4-7　夏季（7 月）1 500m 高度上平均流场
（据李江风，2003）
Fig. 4-7　Mean summer (July) air flow field at 1 500m (after Li, 2003)

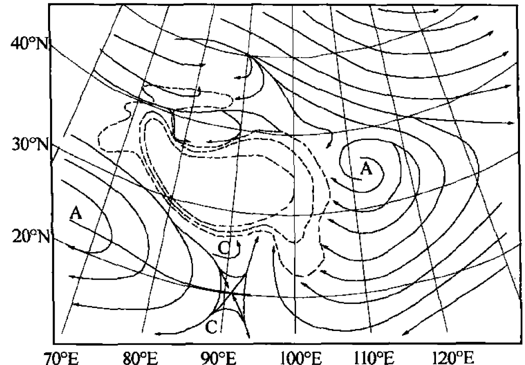


图 4-8　秋季（10 月）1 500m 高度上平均流场
（据李江风，2003）
Fig. 4-8　Mean autumn (October) air flow field at 1 500m (after Li, 2003)

4.1.3　东灌天气

库姆塔格沙漠处于塔里木盆地的东部，所以新疆东部的东灌天气对其天气和气候具有重要影响。地处中纬度的天山山脉及其南北两侧，就冷空气入侵而言，一般都是受西风带天气系统和极地冰洋系统的影响。东灌天气就是指当冷空气自西向东或自西北向东南移动经过天山时，由于天山的阻挡，冷空气在天山北侧堆积，并沿天山北侧东移，从地势低洼的吐哈盆地移进塔里木盆地东部，造成塔里木盆地东部偏东大风及风沙尘暴天气。

东灌天气与冷空气密切相关，因此，多出现在冷空气活动频繁的春季，使得春季东灌天气多，其他季节次之。强东灌天气，突出表现为风力大，风沙尘暴严重，偏东风一般 6～7 级，瞬间风速可达 16～28 $m \cdot s^{-1}$，历史上还有瞬间风速达 40 $m \cdot s^{-1}$的记录。常伴有强沙尘暴、扬沙以及浮尘。弱东灌天气，偏东风一般 4～5 级，部分地区出现扬沙以及浮尘天气。一般来说，东风越大沙尘现象越严重，影响范围也就越大，有时虽然东风不是太强，但由于沙尘飞扬，造成天昏地暗或长时间持续的浮尘天气。

东灌天气的形成原因，简单地说，就是由特殊的地形和特有的气压场造成的。塔里木盆地地处中纬度地带，属西风带，盛行西风，大气自西向东运动。由于塔里木盆地所处的特殊地形，自西向东移动的冷空气不能从西方、西北方、北方进入，当空气

大举侵入时，受到天山的阻挡，大量冷空气只能堆积在天山北侧，并东移到天山东侧，遇到地势低矮的"大缺口"，冷空气就会一泻而入，灌入塔里木盆地。实际上是由于天山的屏蔽作用，造成冷空气的扰流运动，形成塔里木盆地特有的天气。

4.2 地面风场的观测

地面风场的代表性观测资料是了解地面风况的最直接依据。库姆塔格沙漠自然条件严酷，由于人物不易进入和仪器往往不能在如此严酷的条件下正常运行等原因，以往关于沙漠内部地面风场的观测几乎是空白，自 2004 年以来，才开始在边缘地区进行尝试性观测。但是，还是由于测点不够或数据采集不够完整，对地面风场特征未能获得全面的认识。为此，2007 年我们进入沙漠腹地，布设了测风站和气象站，获得了比较全面的地面风场信息。

4.2.1 观测点的布设

为了详细了解库姆塔格沙漠近地层的风况特征，共在沙漠周边东西南北不同位置建立了 4 个测风站（仅观测风速和风向）和两个气象站（观测的气象要素较全面）。图 4-9 为测风站和气象站在沙漠的分布图，其详细地理位置及下垫面特征列于表 4-1。

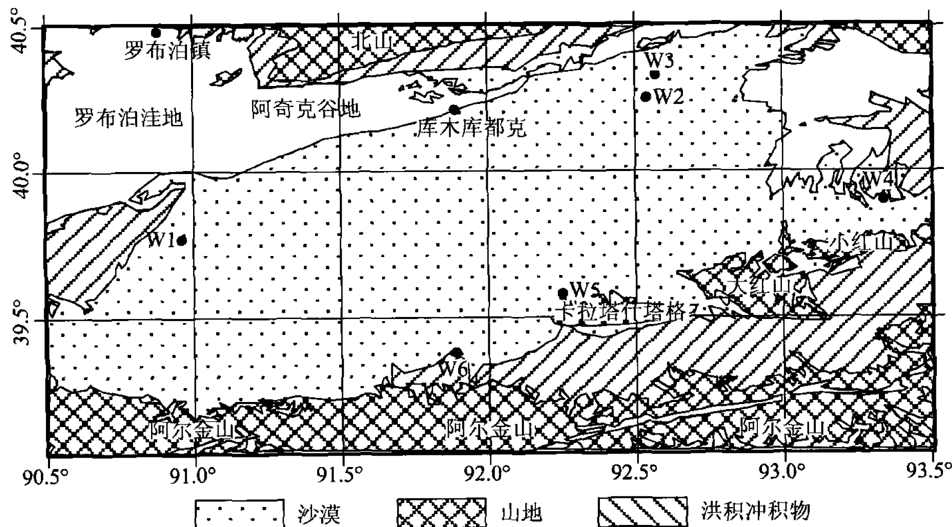


图 4-9　测风塔和气象站分布图（W2 和 W5 为气象站，其余均为测风站）

Fig. 4-9　Locations of meteorological and wind towers (W2 and W5 are meteorological towers, the others are wind towers)

表 4-1　各站点地理位置及下垫面特征

Table 4-1　Location and surface characteristics of the six meteorological and wind towers

站点	纬度	经度	海拔/m	下垫面特征描述
西部测风站（W1）	39°46′ 7″N	90°57′19″E	1 016	位于沙漠西北部小泉沟沟口，下垫面为软戈壁，地表有粒径小于 50 mm 的砾石，下层为细沙和粉沙
北部气象站（W2）	40°14′44″N	92°32′32″E	934	位于沙漠北部两条线形沙丘之间的平坦沙地上，下垫面为流沙
东北测风站（W3）	40°19′36″N	92°33′58″E	930	位于沙漠北部两条线形沙丘间的平坦丘间走廊，下垫面为流沙
东南测风站（W4）	39°54′15″N	93°20′32″E	1 230	位于沙漠东部多坝沟的平坦砾石台地上，200 m 外有星状沙丘
南部气象站（W5）	39°34′32″N	92°15′ 7″E	1 519	位于沙漠南部三角滩的戈壁上
西南测风站（W6）	39°22′48″N	91°53′40″E	1 928	位于沙漠南部阿尔金山北麓的洪积扇上，下垫面为硬戈壁

1. 测点的布设原则

测风站的主要布设原则有二：一是能够全面了解库姆塔格沙漠风沙地貌形成的动力系统，所以我们在沙漠的东、南、西、北 4 个方位各安装一个测风塔，同时，中国气象局兰州干旱气象研究所在沙漠北部(W2)和南部(W5)分别建立了两个标准气象站。二是参考国家气象台站建立标准，在选择测风塔测点时，测点附近 25m×25m 范围内为比较平坦的地表。但受所测要素的限制，不必考虑其他的如建立小路、高低仪器的布置方式等问题。

2. 测点的下垫面特征

库姆塔格沙漠的总体地势南部高、北部低。沙漠南部的测风塔海拔可达1 925m，但沙漠北部的测风塔海拔约为 930m，两个站点的高差约1 000m。

4 个测风塔的下垫面特征如下(图 4-10)：①西部测风塔(W1)位于小泉沟沟口的阶地上，下垫面为软戈壁，地表有小于 50mm 的砾石，下层以极粗沙和粗沙为主，占总含量的 93%以上，含少量粉尘。测风塔西南约 50m 外为小泉沟沟谷，以东 200m 外戈壁滩上发育有低矮的新月形沙丘，沙丘高度小于 5m，北部和南部均为戈壁。②东北部测风塔(W3)位于线形沙丘的丘间走廊，地表以中沙和细沙为主，占总量的 70%以上。③东南部测风塔(W4)位于多坝沟高大星状沙丘区以北的平坦剥蚀砾石 台地上，风沙沉积物以粗沙和中沙为主，占总量的74%以上。④西南部测风塔

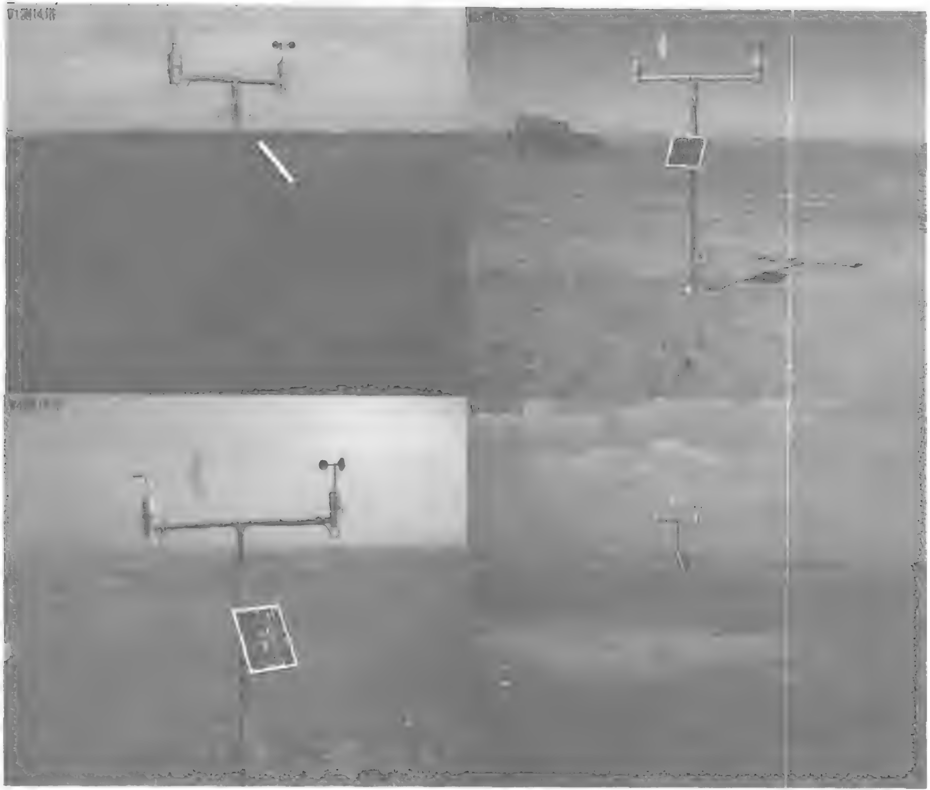


图 4-10　4 个测风塔的下垫面特征

Fig. 4-10　Surface characteristics of the four wind towers

（W6）位于阿尔金山北麓的洪积扇上，下垫面为戈壁，地表为较大的砾石层覆盖，砾石层下的沉积物以中沙和粗沙为主，占总量的 80%以上。

4.2.2　数据采集系统及其安装

数据采集系统包括数据采集仪和传感器。

1. 数据采集仪

数据采集采用美国 Campbell 公司［Campbell Scientific，Inc. （CSI）］生产的 CR200 数据采集仪（图 4-11）。该公司生产的数据采集仪广泛应用于农业、林业、气象、水文、太阳能、风能、海洋及工业等领域。仪器被世界上多家大学、研究所和测试实验室以及工业监测所采用。该数据采集仪可以对空气温/湿度、大气压力、风速风向、降水、辐射、土壤水分测量等观测量进行测量。在我国该数据采集仪被广泛应用于各种科研项目中，如中国科学院中国通量网（China Flux)、东北林业大学大东

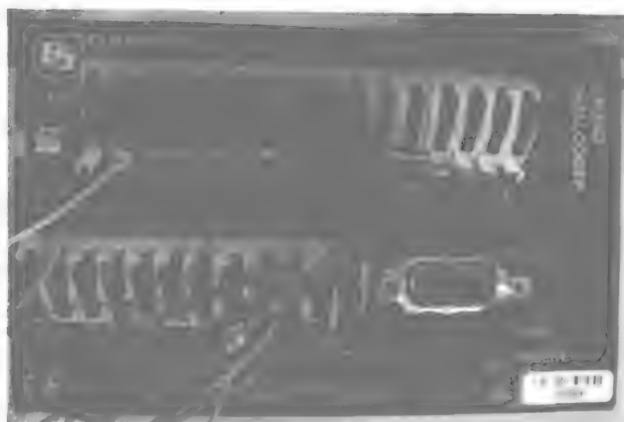


图 4-11　CR200 数据采集仪

Fig. 4-11　CR200 data acquisition system

北亚林业生态系统、中国农业科学院中日农业可持续发展项目、中国林业科学研究院全国林业生态网、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所青藏铁路项目、中国科学院青藏高原研究所珠穆朗玛峰气象观测系统等多个国家级大型项目。

CR200 的技术指标：①数据采集仪的内存较小，能存储32 000个数据，6 kb 的程序文件；②数据存储格式为电子表格；③数据采集仪的扫描频率为 1 s；④模拟电压范围 0～+2 500 mV；⑤分辨率 0.6 mV；⑥电池电压 7～16 VDC；⑦在该观测项目中，数据的扫描频率为 1 s，数据记录时间为 15 min，最终记录的数据为 15 min 内数据的平均值。

2. 风速传感器

风速测量采用长春气象仪器研究所研制的 EC9-1 型高动态性能测风传感器，其性能指标列于表 4-2。该传感器的感应原件为三杯式风杯组件，信号变换电路为霍尔集成电路。在水平风力驱动下风杯组件旋转，通过主轴带动磁棒旋转，其上的数十个小磁体形成若干个旋转的磁场，通过霍尔原件感应出脉冲信号，其频率随风速的增加而线性增加。计算公式为

$$V = 0.1F \tag{4-1}$$

式中：V 为风速，单位为 $m \cdot s^{-1}$；F 为脉冲频率，单位为 Hz。

3. 风向传感器

风向测量采用长春气象仪器研究所研制的 EC9-1 型高动态性能测风传感器，其性能指标列于表 4-2。风向传感器的风向角度变换采用 5 kΩ 的导电塑料电位器，经过电位器将角度变换为电阻或电压信号输出。在安装过程中，传感器的两翼板应与主轴轴心线在同一个平面内，指北杆与指北线应在同一个方向，同时，指北杆最好与支架平行或垂直，便于在塔上安装时对北。

表 4-2 风速和风向传感器的技术性能参数

Table 4-2 Technical parameters of wind speed and wind direction sensors

类别	风速传感器	风向传感器
起动风速	≤0.5 m·s^{-1}	≤0.5 m·s^{-1}
测量范围	0～75 m·s^{-1}	0°～360°
精度	±（0.3+0.03 V）m·s^{-1}	±3°
分辨率	0.1 m·s^{-1}	2.8125°
信号输出形式	脉冲（频率）	电位器
工作电压	DC5 V	DC5 V
抗风强度	>80 m·s^{-1}	>80 m·s^{-1}
环境温度	−40～+55 ℃	−40～+55 ℃
环境湿度	100%RH	100%RH

4. 仪器安装

国家标准气象台站风速和风向的观测高度一般为 10m。在库姆塔格沙漠测风塔的架设中，由于沙漠腹地运输困难，难以架设高大塔架，所以所架设测风塔的测风高度为 2m。在安装测风塔数据采集系统的过程中，考虑到库姆塔格沙漠夏季地表温度高，而冬季温度低的问题，我们将整个数据采集仪埋入地下 1m 深处，同时在数据采集仪外面包裹了一层棉被，这样就可以降低外界温度变化对数据采集仪和电池的影响，保证数据采集系统在极端天气情况下能够正常工作。

太阳能电池板的安装方向应保证最大限度地接收日光照射，需要考虑一天内阳光入射方向的变化和一年内冬季和夏季太阳距地平线高度的不同。在北半球太阳能电池板受光面应朝向南方，一般情况下与地面的夹角应参照当地纬度，在±5°～10°间（图 4-12）。

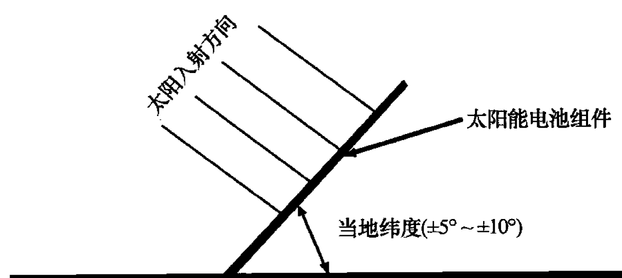


图 4-12 太阳能板的安装

Fig. 4-12 The setup of solar panel

4.3 地面风场

4.3.1 平均风场形势

1. 所有风速

我们首先对所有风速和风向观测结果进行分析，以了解风场的总体特征。根据6个测风塔和气象站2008～2009年完整年度的风速风向资料，利用克里格插值方法，对沙漠内部不同月的风场特征进行分析，由此得到的各月地面平均风场形势如图4-13所示。

（1）气流分支。气流在沙漠内部出现明显的分支现象，即以分支线为界，东西两侧气流方向明显不同。所谓分支线是流场形势发生明显变化的分界线。图4-13表明，不同季节，气流分支线位置不同，随春夏秋冬季节变化，分支线作东西方向上的摆动。1～5月，气流分支线在91.5°E附近；6～7月；在91.5°E与92°E之间；8～12月，在92°E附近。

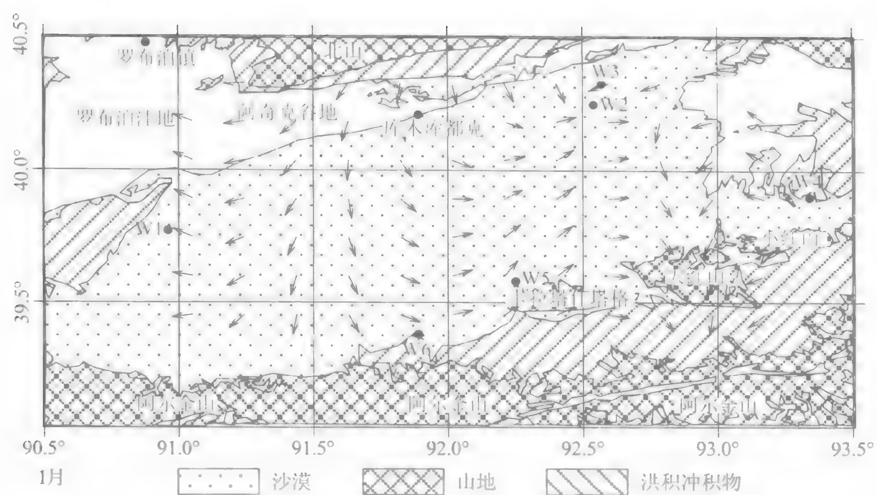
（2）流场形势具有明显的空间变化。以分支线为界，可以将沙漠内部的气流场划分为东西两个区域，西部的流场比较简单，以东北方向和东南方向为主。沙漠东部，受卡拉塔什塔格山、大红山、小红山的影响，流场比较复杂，有东南方向，西南方向，西北方向和东北方向。

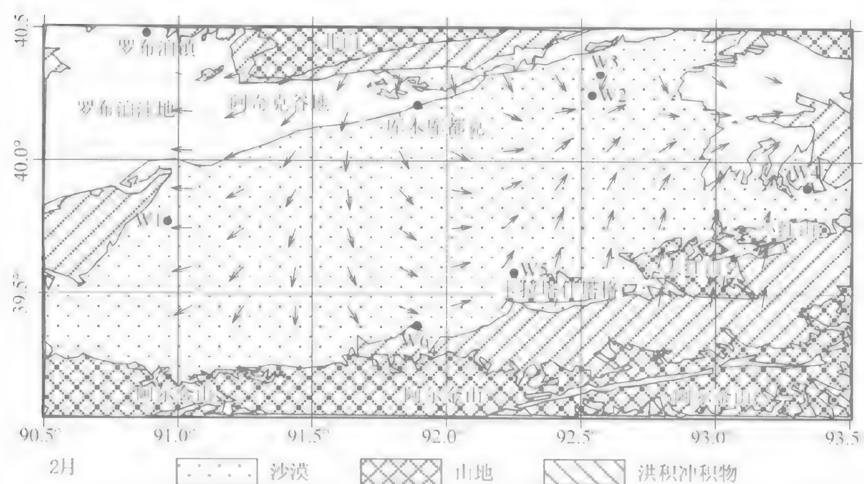
（3）流场形势具有明显的季节变化。沙漠内部流场具有分支、辐合和转向三大特征。流场形势的季节变化主要是指气流分支线位置、气流是否发生辐合以及转向随时间的变化。

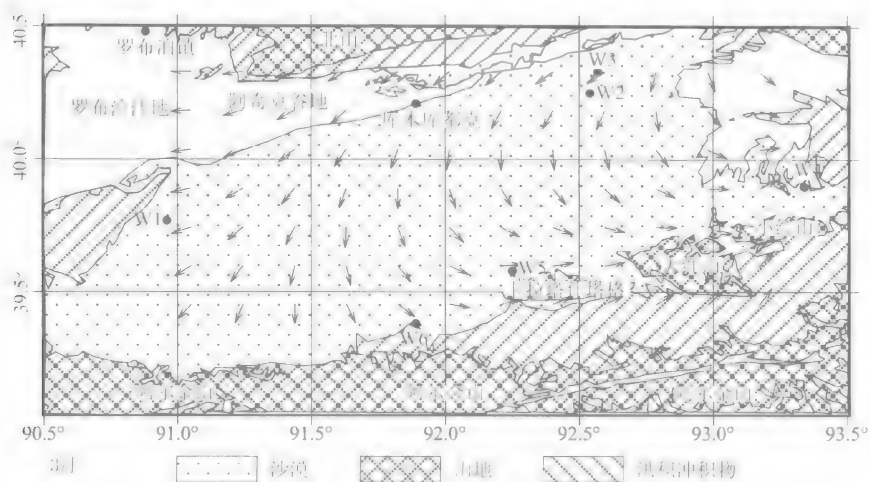
1月流场形势表现为分支、转向和辐合。气流在沙漠内部分为东西两部，分支线在91.5°E附近。西部流场在分支线附近为东北方向，但在靠近91.0°E，气流发生转向，由东北方向转为东南方向。东部流场形势也具有明显的南北和东西差异，表现为中部及南部的气流转向和东南部的辐合。在中部及南部，受阿尔金山及卡拉塔什塔格山的影响，气流发生转向。在东南部大红山附近，东部的东北方向气流与西部的西方向气流相遇，导致气流转向，向南运动。

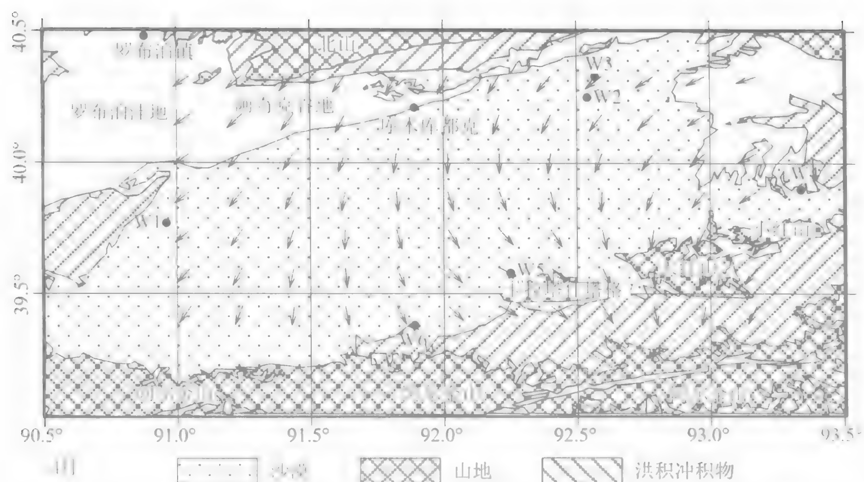
与1月形似，2月流场形势表现为分支、转向和辐合。分为东西两部，分支线在91.5°E附近。西部气流在以东北方向运动的过程中发生微弱的转向。东部流场主要表现为气流的转向。由分支线向东，气流由西北偏北转为西北、西和西南，在92.0°E附近转为西，92.5°E附近，转为西南。在东北部，气流发生微弱的辐合。

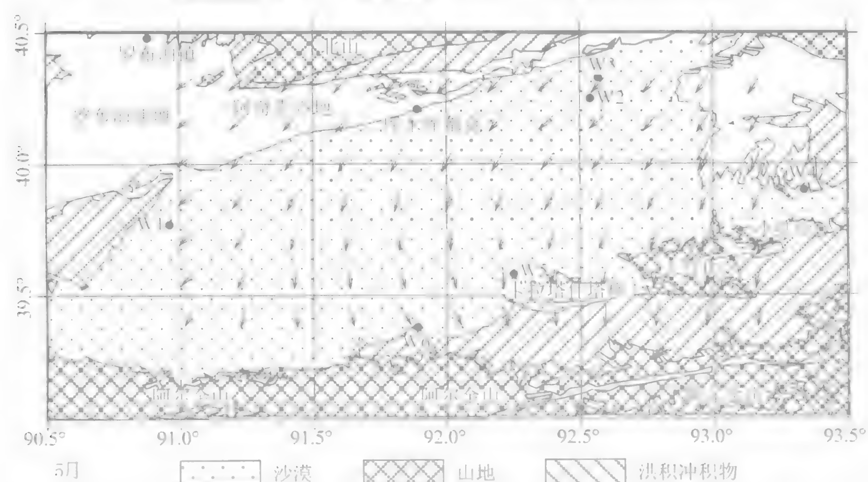
3月流场形势表现为分支和转向。分支线在91.5°E附近。西部气流保持东北方向运动。东部气流主要表现为转向。由分支线向东，气流转向幅度逐渐加强，由分支线附近近似北逐渐变为西北、西和西南方向。

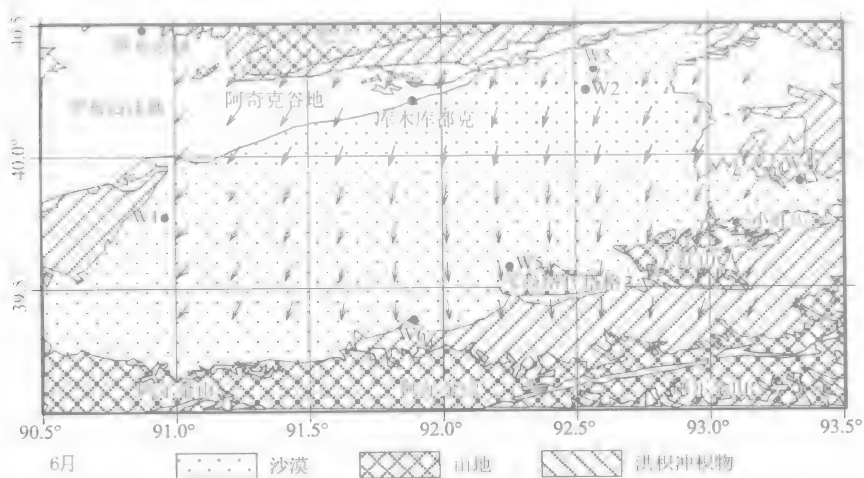

40.5°
40.0°
39.5°
罗布泊镇
北山
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W1
W2
W3
W5
W6
阿尔金山
阿尔金山
阿尔金山
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
1月
沙漠
山地
洪积冲积物

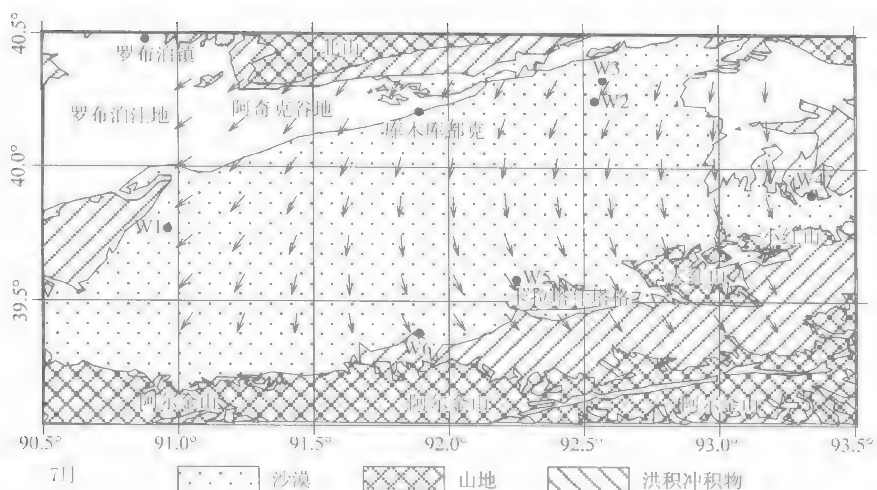

40.0°
罗布泊镇
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W1
W2
W3
W5
W6
阿尔金山
阿尔金山
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
2月
沙漠
山地
洪积冲积物

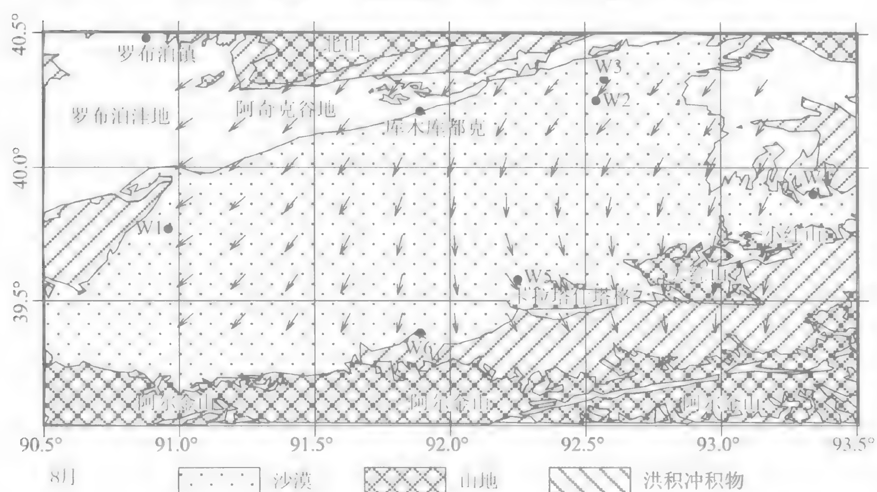

40.0°
罗布泊镇
北山
阿奇克谷地
库木库都克
W1
W2
W3
W6
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
沙漠

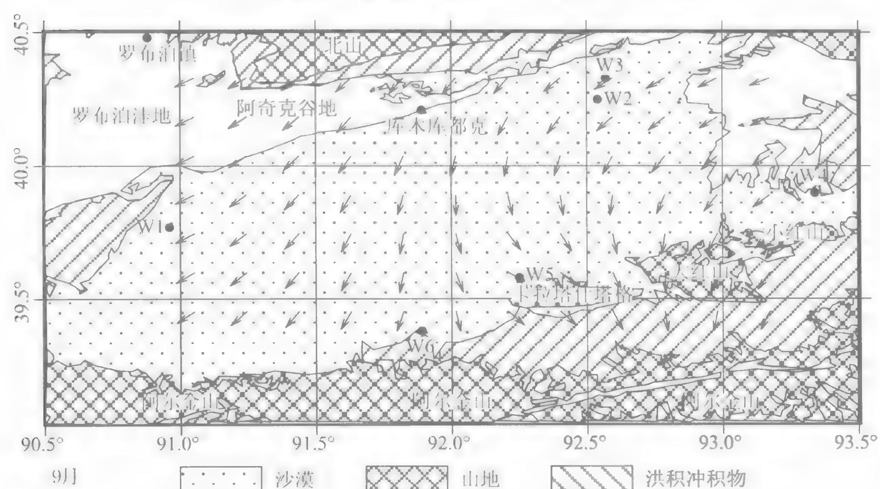

40.5°
40.0°
39.5°
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
北山
库木库都克
W1
W2
W3
W5
山地
洪积冲积物


40.5°
40.0°
39.5°
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
北山
W1
W2
W3
5月
沙漠
山地
洪积冲积物


40.0°
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
阿奇克谷地
库木库都克
W1
W2
W3
6月
沙漠
山地
洪积冲积物


罗布泊镇
北山
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W3
W2
W4
W1
小红山
W5
大红山
卡拉塔什塔格
W6
阿尔金山
阿尔金山
阿尔金山
40.5°
40.0°
39.5°
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
7月
沙漠
山地
洪积冲积物


罗布泊镇
北山
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W3
W2
W4
W1
小红山
W5
大红山
卡拉塔什塔格
W6
阿尔金山
阿尔金山
阿尔金山
40.5°
40.0°
39.5°
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
8月
沙漠
山地
洪积冲积物


罗布泊镇
北山
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W3
W2
W4
W1
小红山
W5
大红山
卡拉塔什塔格
W6
阿尔金山
阿尔金山
阿尔金山
40.5°
40.0°
39.5°
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
9月
沙漠
山地
洪积冲积物

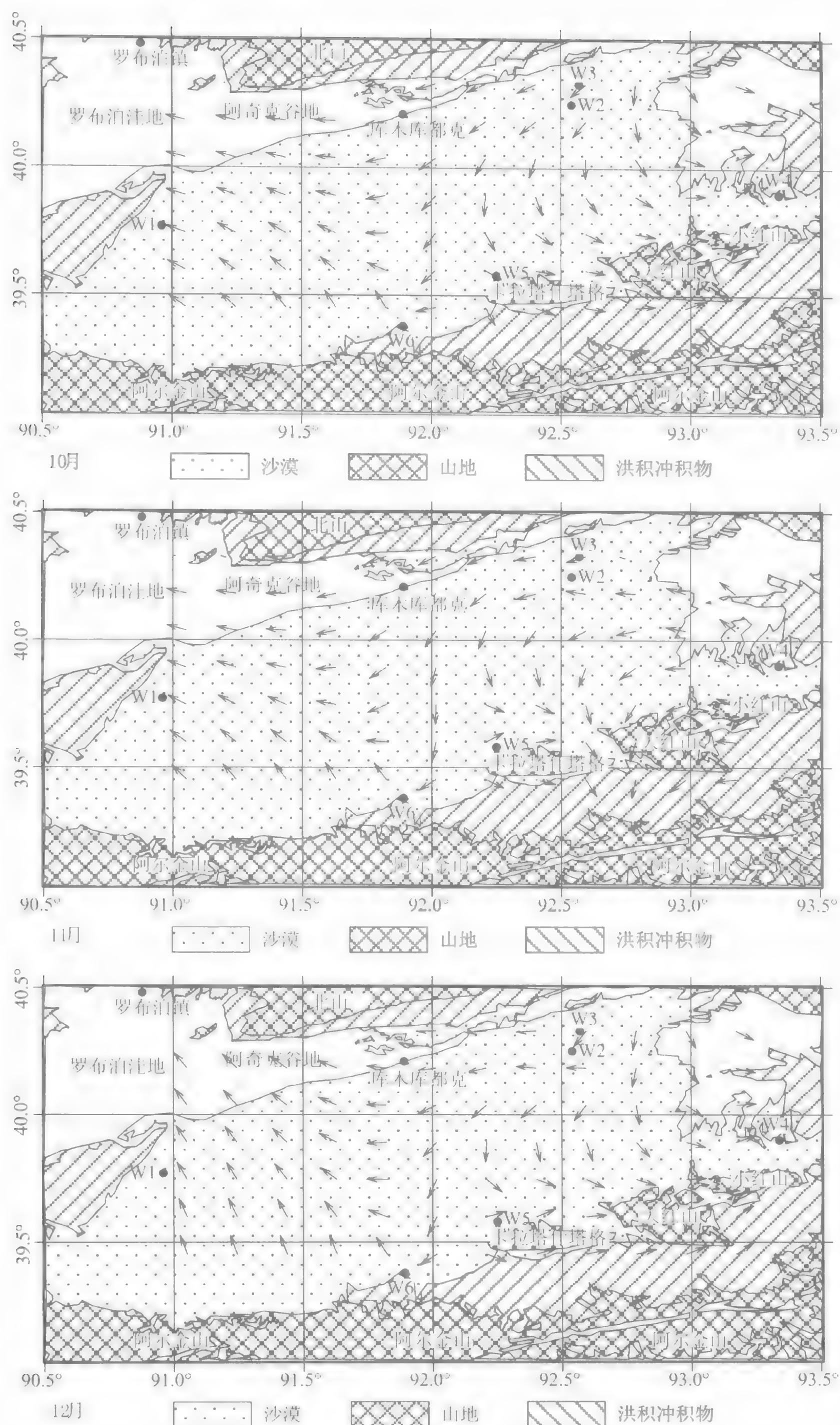


图 4-13　根据所有风速绘制的地面风场形势图

Fig. 4-13　Surface air flow field of all wind speeds

4 月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线在 91.5°E 附近。西部气流保持东北方向运动。东部气流在沙漠中部转向后，在东南部的大红山与卡拉塔什塔格山之间发生辐合，即大红山东部的北方向气流和西部的西北方向气流相遇，导致气流转向，向南运动。

5 月流场形势表现为分支和转向。分支线在 91.5°E 附近。西部气流保持东北方向运动。东部气流则主要为转向气流，中部由北转为西北，东部由东北转为北。

6 月流场形势最简单。在 91.5°～92.0°E 之间发生分支，分为东、西两部，气流基本保持原来的方向运动。

7 月流场形势表现为分支和转向。在 91.5°～92.0°E 之间发生分支，分为东、西两部；无论是东部还是西部，流场都比较简单。西部的气流保持东北方向运动。东部气流则表现为转向，自北而南，由东北转为西北。

8 月流场形势表现为分支和转向。分支线的位置移至 92.0°E 附近，无论是东部还是西部，流场形势都比较简单。西部的气流保持东北方向运动。东部气流主要为转向气流；中部，自北而南，由东北转为北。东部，自北而南，由东北偏北转为西北偏北。

9 月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线的位置移至 92.0°E 附近。西部的气流仍然以东北方向运动。东部气流主要为转向气流；中部，自北而南，由东北转为西北。东部，自北而南，由东北转为东北偏北。东部气流在中部转向后，在东南部的大红山与卡拉塔什塔格山之间发生辐合，即大红山东部的东北偏北方向的气流和西部的西北方向的气流相遇，气流转向，向南运动。

10 月流场形势表现为分支和转向。分支线的位置移至 92.0°E 以东。西部气流由分支位置的东北转向为东南。东部中心位置，气流由东北转为西北；而南部，则由西北转为西。

11 月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线的位置已经移至 92.0°E 以东，分为东、西两部。西部的气流由东北转为东南。东部气流主要为转向气流。中部，自北而南，由东北转为西北。东部，自东而西，由东南转为东北。在大红山与卡拉塔什塔格山之间，气流发生辐合，即大红山东部的东北方向气流与西部的西北方向气流相遇，气流转向，向南运动。

12 月流场形势表现为分支和转向。分支的位置已经移至 92.0°E 以东，分为东、西两部。西部气流由东转为东南。东部气流以转向为主，由分支线向东，由东北转为西北，在南部转为西。

综上所述，库姆塔格沙漠的流场形势具有 3 个重要的特点，即分支、辐合和转向。气流的分支和转向除 6 月外，在其余各月都存在，但气流的辐合只是在 1 月、2 月、4 月、9 月和 11 月存在。

2. 起沙风

风是风沙地貌发育的动力因子，但并不是所有的风都是风沙地貌的形成与发展的动力。在风沙运动研究中，一般将能够产生风沙运动的风称作起沙风，只有起沙风才能搬运地表的沙物质，形成风沙流，进而形成不同类型的风沙地貌。在风沙物理研究中，通常将能够产生风沙运动的最小风速定义为起动风速。所以，起沙风就是大于起动风速的风。对起沙风的分析，首先要确定起动风速。起动风速与沙粒粒径、地表性质、沙粒含水量等因素有关。观测表明，库姆塔格沙漠沉积物粒径在 0.125～0.25 mm 之间最多，所以，在分析起沙风时，取 5 $m \cdot s^{-1}$ 作为起动风速。地面起沙风风场形势如图 4-14 所示。

(1) 气流分支。与所有风速的风场形势有些相似，不同季节，气流分支位置不同；随春夏秋冬季节变化，分支线自西向东移动。1～5 月，气流分支线在 91.5°E 附近；6～7 月；在 91.5°E 与 92°E 之间；8～12 月；在 92°E 附近。

(2) 流场形势具有明显的空间变化。在空间上，以分支线为中线，可以将沙漠内部的风场分为东、西两个区域，总的来讲，西部的流场比较简单，以东北方向和东南方向为主。而东部，受卡拉塔什塔格山、大红山、小红山的影响，流场形势比较复杂，有东南方向、西南方向、西北方向和东北方向。

(3) 流场形势具有明显的季节变化。由上述所有风速的风场形势图分析可知，气流在沙漠内部具有分支、辐合和转向三大特征。由图 4-14 可以看出，起沙风的风场也具有这三个特征。

1 月起沙风流场形势主要表现为分支、转向和辐合。分支线在 91.5°E。西部流场形势具有明显的南北和东西差异，表现为：东部分支线附近为东北方向，西部靠近 91.0°E，气流发生转向，由东北方向转为东南方向，南部为东方向，北部为东南方向。东部流场形势也具有明显的南北和东西差异，表现为：中部及南部的气流转向和东南部的辐合。在中部及南部，受阿尔金山及卡拉塔什塔格山的影响，气流发生转向。但在沙漠东南部的大红山附近，东部的东北方向气流与西部的西方向气流相遇，导致气流转向，向南运动。

与 1 月形似，2 月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线在 91.5°E 附近。西部气流在以东北方向运动过程中发生了微弱的转向。东部流场主要表现为气流的转向。由分支线向东，气流转向幅度逐渐加强，在分支线附近为西北偏北，在 92.0°E 附近转为西，92.5°E 附近，转为西南。在东北部，气流发生微弱的辐合。

与 1 月形似，3 月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线在 91.5°E 附近。西部气流保持东北方向运动。东部流场形势具有明显的南北和东西差异，表现为：北部为东北方向，中部和西部为东北偏北方向，南部为西北方向。在东部，气流发生微弱的辐合。

40.5° 罗布泊镇 北山 W3 W2 罗布泊洼地 阿奇克谷地 库木库都克 40.0° W4 W1 小红山 39.5° W5 大红山 库姆塔格沙 W6 阿尔金山 阿尔金山 阿尔金山
90.5° 91.0° 91.5° 92.0° 92.5° 93.0° 93.5°

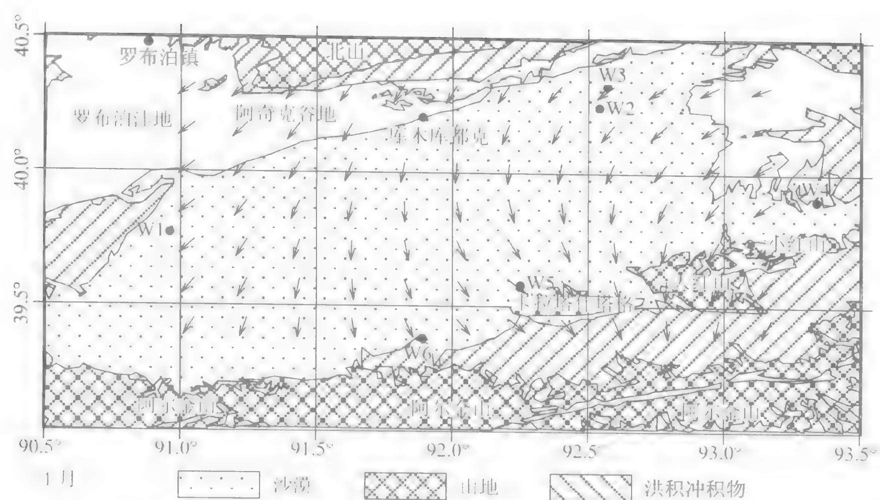
1月　沙漠　山地　洪积冲积物

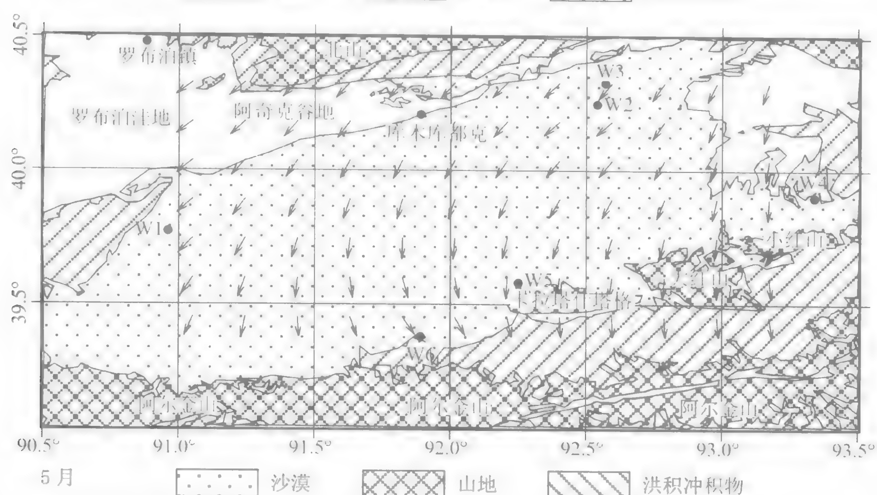
40.5° 罗布泊镇 北山 W3 W2 罗布泊洼地 阿奇克谷地 库木库都克 40.0° W4 W1 小红山 39.5° W5 大红山 库姆塔格沙 W6 阿尔金山 阿尔金山 阿尔金山
90.5° 91.0° 91.5° 92.0° 92.5° 93.0° 93.5°

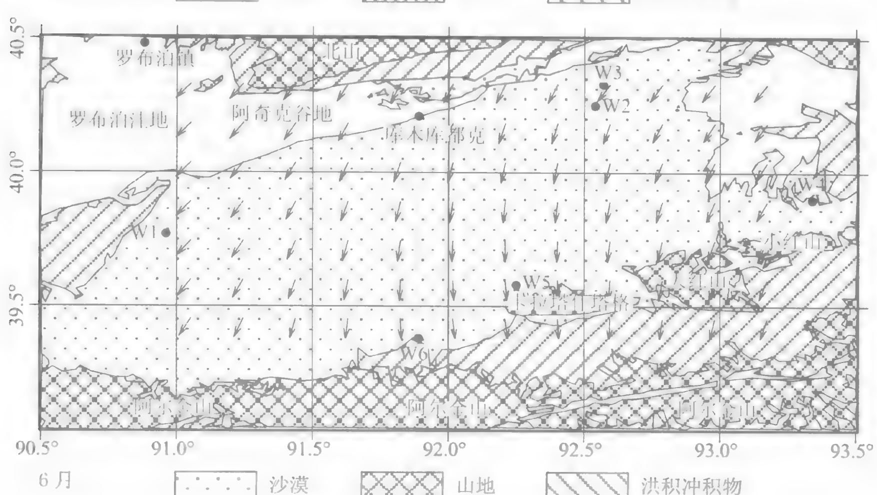
2月　沙漠　山地　洪积冲积物

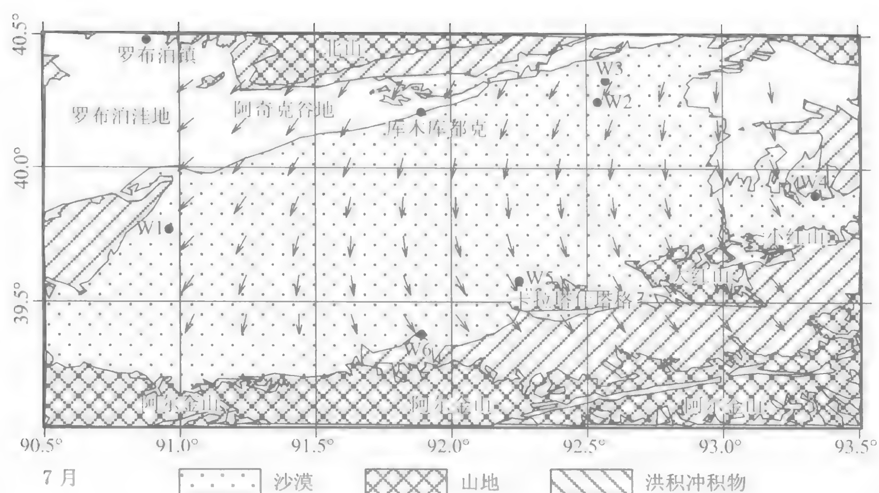
40.5° 罗布泊镇 北山 W3 W2 罗布泊洼地 阿奇克谷地 库木库都克 40.0° W4 W1 小红山 39.5° W5 大红山 库姆塔格沙 W6 阿尔金山 阿尔金山 阿尔金山
90.5° 91.0° 91.5° 92.0° 92.5° 93.0° 93.5°

3月　沙漠　山地　洪积冲积物

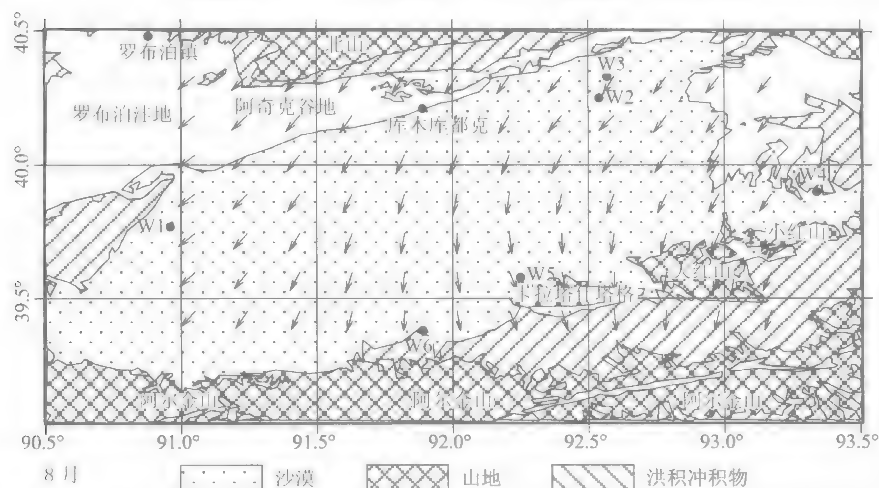

40.5°
40.0°
39.5°
罗布泊镇
北山
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W3
W2
W4
W1
小红山
W5
大红山
W6
阿尔金山
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
1月
沙漠
山地
洪积冲积物


40.5°
40.0°
39.5°
罗布泊镇
北山
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W3
W2
W4
W1
小红山
W5
大红山
W6
阿尔金山
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
5月
沙漠
山地
洪积冲积物

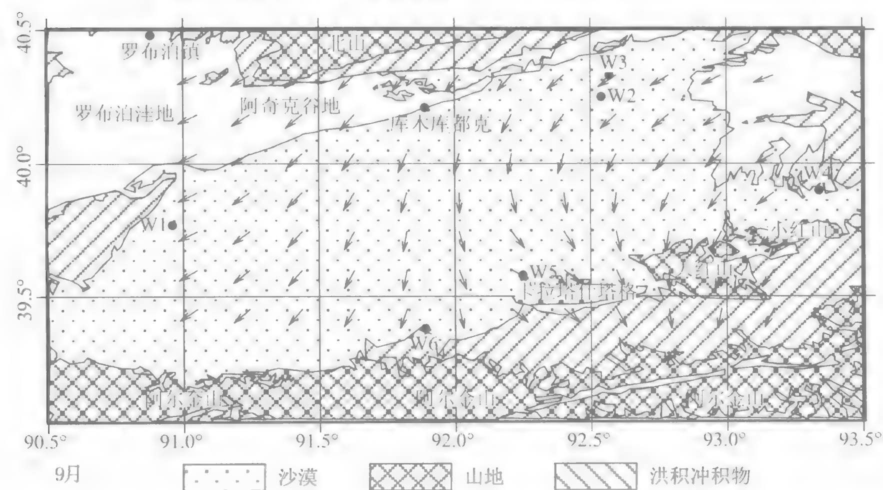

40.5°
40.0°
39.5°
罗布泊镇
北山
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W3
W2
W4
W1
小红山
W5
大红山
W6
阿尔金山
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
6月
沙漠
山地
洪积冲积物



40.5°
40.0°
39.5°
罗布泊镇
北山
W3
W2
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W4
W1
小红山
W5
大红山
卡拉塔什塔格
W6
阿尔金山
阿尔金山
阿尔金山
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
7 月
沙漠
山地
洪积冲积物



40.5°
40.0°
39.5°
罗布泊镇
北山
W3
W2
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W4
W1
小红山
W5
大红山
卡拉塔什塔格
W6
阿尔金山
阿尔金山
阿尔金山
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
8 月
沙漠
山地
洪积冲积物



40.5°
40.0°
39.5°
罗布泊镇
北山
W3
W2
罗布泊洼地
阿奇克谷地
库木库都克
W4
W1
小红山
W5
大红山
卡拉塔什塔格
W6
阿尔金山
阿尔金山
阿尔金山
90.5°
91.0°
91.5°
92.0°
92.5°
93.0°
93.5°
9月
沙漠
山地
洪积冲积物

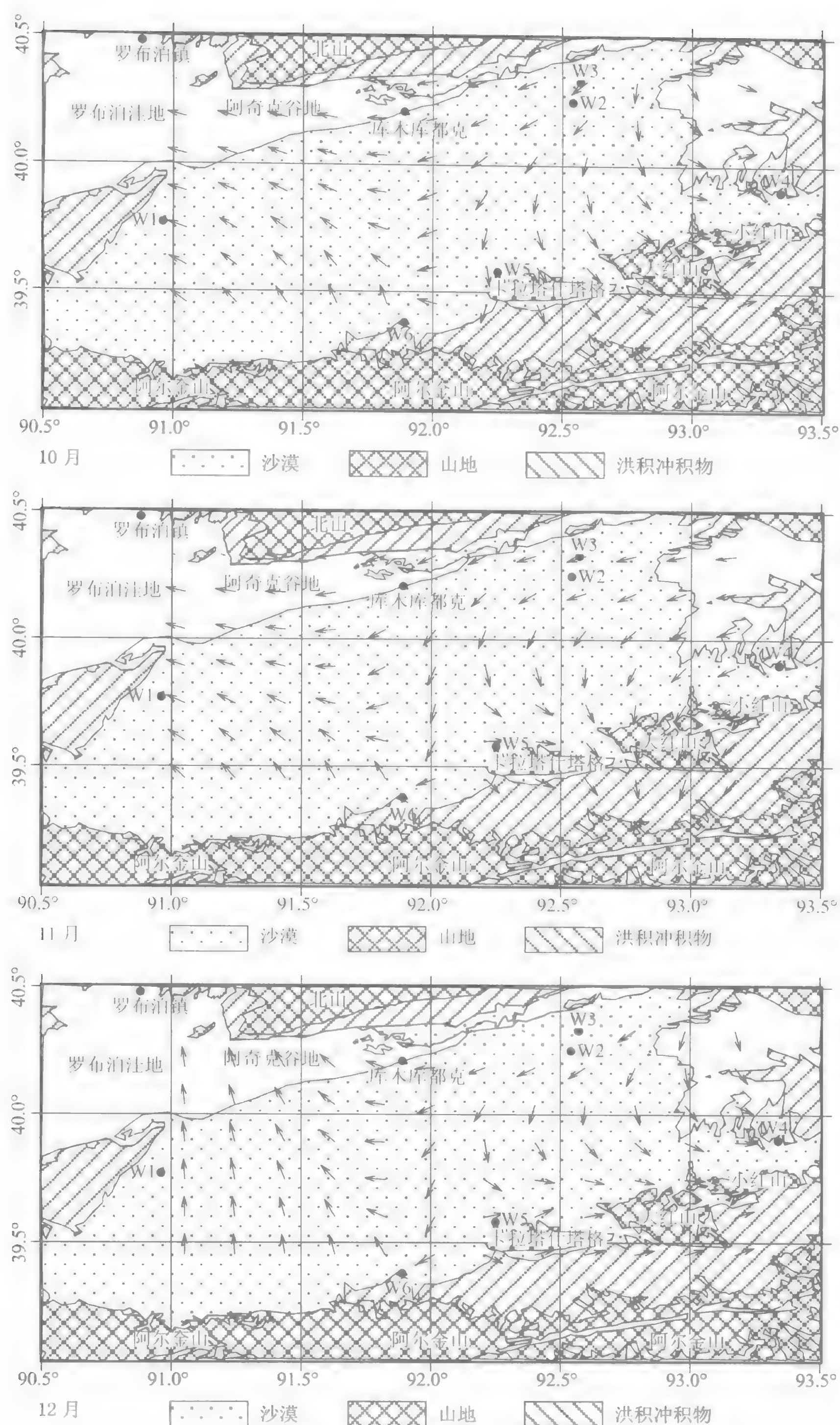


图 4-14　库姆塔格沙漠起沙风场形势图

Fig. 4-14　Surface air flow field of sand-driving wind

与1月形似，4月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线在91.5°E附近。西部的气流保持东北方向运动。东部流场形势具有明显的南北和东西差异，表现为：在西部和中部，气流自北向南转向，由东北转为东北偏北和西北。在东部，气流为东北。在东南部，气流在大红山与卡拉塔什塔格山之间发生辐合，即大红山东部的东北方向的气流和西部的西北方向的气流相遇，导致气流转向，向南运动。

5月流场形势表现为分支和转向。分支线在91.5°E附近。西部气流保持东北方向运动。东部流场形势具有明显的南北差异，表现为：在北部，气流为东北方向；但在南部，气流发生转向，转为西北和北。

6月流场形势最简单，在91.5°E发生分支，分为东、西两部。气流基本保持原来的方向运动。

7月流场形势表现为分支和转向。分支线在91.5°E附近，无论是东部还是西部，流场都比较简单。西部气流保持东北方向运动。东部气流主要为转向气流，自北向南，气流逐渐由东北转为北和西北。

8月流场形势表现为分支和转向。分支线位置移至92.0°E附近，无论是东部还是西部，流场形势都比较简单。西部气流仍然以东北方向运动。东部气流主要为转向气流，在92°～92.5°E之间，自北部而南，由东北转为西北。在92.5°～92.5°E与93°E中间位置，自北部而南，由东北转为北。在91.5°E与91.5°E的中间位置向东，为东北。

9月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线位置移至92.0°E附近。西部气流具有微弱转向，中部，自北向南，气流由东北转为北。西部，自北向南，气流仍然以东北方向运动。东部气流主要为转向气流，中部，自北向南，由东北转为北和西北。东部，自北向南，由东北转为东北偏北。东部气流在中部转向后，在东南部的大红山与卡拉塔什塔格山之间发生辐合，即大红山东部的东北方向气流和西部的西北方向气流相遇，导致气流转向，向南运动。

10月流场形势表现为分支和转向。分支线位置移至92.0°E以东。西部气流主要为转向气流；自北而南，转向程度逐渐增加；北部，由东北转为东。南部，由东北转为东南。东部气流也主要为转向气流，中部，自北而南，由东北转为北和西北。东部，自北而南，由西北转为西。

11月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线位置移至92.0°E以东。西部气流主要为转向气流，自北而南，转向程度逐渐增加，北部，由东北转为东。南部，由东北转为东南。东部气流主要为转向气流，中部，自北而南，由东北转为北和西北，东部，自北而南，由东北偏东转为东北。在东南部，在大红山与卡拉塔什塔格山之间，气流发生辐合，即大红山东部的东北方向气流和西部西北方向气流相遇，导致气流转向，向南运动。

12月流场形势表现为分支、转向和辐合。分支线位置移至92.0°E以东。西部气流主要为转向气流，由东北转为东南。东部气流主要为转向气流，由东北转为西北和西南偏南。

综上所述，同样，对于起沙风风场，流场形势具有三个重要的特点，即分支、辐合和转向。气流的分支和转向除 6 月外，在各月都存在。气流的辐合在半年以上时间存在，具体为 1～4 月、9 月、11 月和 12 月。气流在分支、转向和辐合的区域，风沙地貌的形状和走向也发生相应的改变。在气流分离和转向的区域，沙丘走向发生改变。在气流辐合的区域，沙丘的形状发生改变，由简单沙丘变为复杂沙丘。

4.3.2 风　　速

风速、风向是塑造沙漠沙丘形态的主要动力因素。平均风速是衡量区域风沙活动强度的指标之一，有年平均、月平均和日平均风速等。库姆塔格沙漠的风速具有明显的时空变化，年平均风速的总体变化趋势（图 4-15）是北部大于南部、西部大于东部。6 个测点的年平均风速分别为：西部测点（W1）3.7 m·s^{-1}，东北测点（W2，W3）3.5 m·s^{-1}和 3.6 m·s^{-1}，东南测点（W4）3.3 m·s^{-1}，南和西南测点（W5，W6）2.9 m·s^{-1}和 2.8 m·s^{-1}。

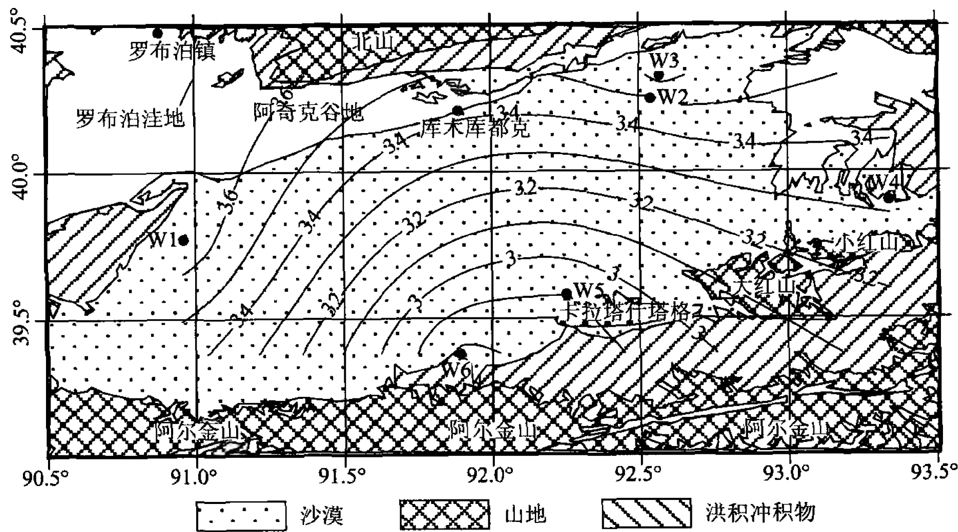


图 4-15　库姆塔格沙漠年平均风速等值线图（2007 年 10 月～2008 年 9 月）

Fig. 4-15　Contour map of mean wind speed in the Kumtagh Desert (2007-10～2008-9)

起沙风占所有风速观测结果比例的空间差异，也可以反映风速的空间变化。图 4-16 表明，沙漠西部和北部起沙风的比例大于东部和南部，西部、东北、东南和南部 4 个测点全年起沙风占总观测结果的比例分别为 26.8%、27.3%、19.8%和 26.6%。

月平均风速可以反映风速随时间或季节的变化特征。库姆塔格沙漠的月平均风速大于前人的估测结果（李江风，2003）。如表 4-3，在 5～7 月最大，最大月平均风速可达 6.2 m·s^{-1}；其余月份相对较小，1 月最小。月平均风速的空间变化趋势与年平均风速相似，均表现为北部大于南部、西部大于东部。

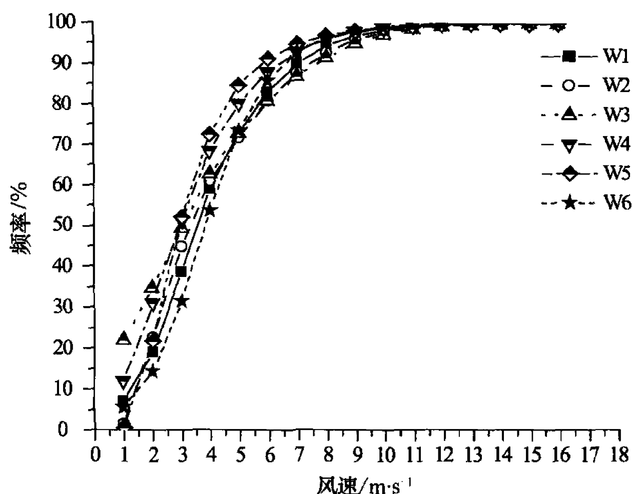


图 4-16 库姆塔格沙漠各测风点不同强度风速的累计概率曲线

（注：W1、W3、W4、W6 数据为 2009 年全年，W2 和 W5 为 2007-10～2008-09）

Fig. 4-16 Cumulative probability plot of wind speed of the six meteorological towers and wind towers in the Kumtagh Desert

表 4-3 库姆塔格沙漠各测风点月平均风速

Table 4-3 Monthly averaged wind speed of the six towers

测点	月平均风速/（$m \cdot s^{-1}$）												
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	平均
W1	3.1	3.7	4.3	5.2	5.4	6.1	4.2	4.9	4.7	4.3	3.5	3.2	4.3
W2	1.8	2.8	3.9	3.7	4.7	4.3	4.7	4.6	3.9	3.1	2.9	3.0	3.6
W3	3.5	4.3	4.6	5.7	5.9	6.2	5.9	5.4	5.3	4.4	3.7	3.0	4.7
W4	3.3	4.1	4.8	5.2	5.7	5.5	5.4	5.0	4.8	5.0	3.6	3.2	4.5
W5	2.2	2.8	3.1	3.0	3.1	3.3	3.5	3.2	3.1	2.5	2.6	2.4	2.9
W6	3.1	4.1	4.8	4.9	5.2	4.6	3.9	4.2	3.6	4.0	3.3	3.2	4.1

注：数据为 2009 年全年；W2 和 W5 为 2007-10～2008-09。

4.3.3 风　　向

库姆塔格沙漠的风向表现出明显的时空变化。各测点年风向组成的空间变化反映风向的空间变化，而月风向组成则反映风向随时间或季节的变化。

1. 年风向

在图4-17中，全部风速（图4-17a）和起沙风速（图4-17b）均显示，库姆塔格沙漠南

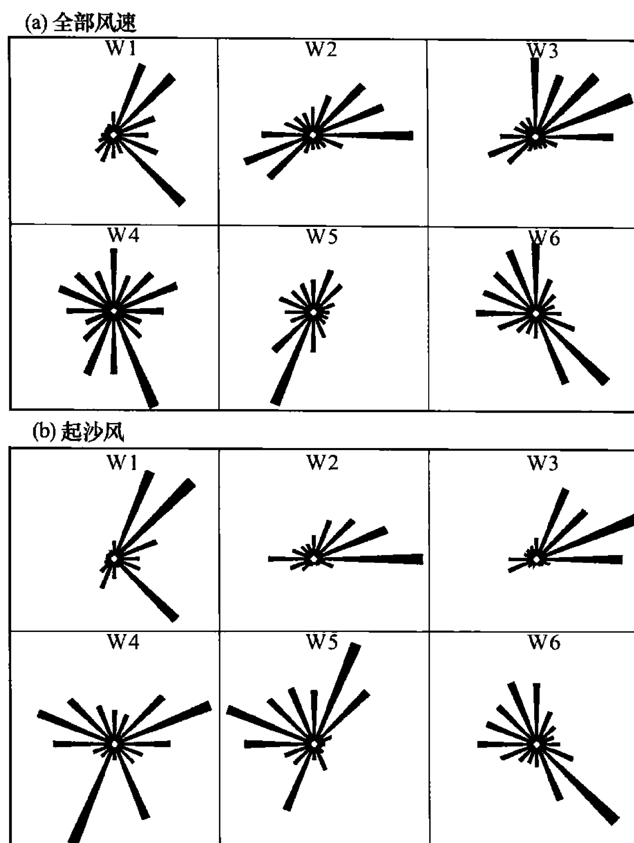


图 4-17　库姆塔格沙漠各测风点年风向组成

（注：表 4-4～表 4-9 和图 4-17～图 4-22 的分析数据中，W1、W3、W4、W6 风向采用 CR200 采集的 15 min 数据统计分析结果；W2 和 W5 为 10 min 数据统计分析结果。W1、W3、W4、W6 数据为 2009 年全年，W2 和 W5 为 2007-10～2008-09）

Fig. 4-17　Annual wind directions of the six meteorological and wind towers in the Kumtagh Desert

部的风向较北部复杂，西部较东部复杂，与沙丘类型南部较北部复杂、西部较东部复杂的总体趋势一致。西部测风点主要有两组风向，即东北和东南风组成；东北测风点主要由偏东风和偏北风组成，虽然小于起沙风的风速显示较多的西南风，但这些风速对风沙地貌的形成影响不大。东南侧点为典型的多风向复杂风况，而南部测点则显示出东南和西北两组风向，西北风向组的组成比较复杂，风向跨度由西风到北风。

风向的上述空间变化特征从某种程度上反映了地形对局地气流的影响。库姆塔格沙漠的总体地势是北部开阔，南部由于靠近阿尔金山山系，地形崎岖复杂。特别是 W4 和 W5 测点附近有阿尔金山、卡拉塔什塔格山、大红山和小红山等山脉的影响，风向最为复杂。在表 4-4 中，主风向和次风向所占的百分比反映了风向复杂性的空间变化趋势，百分比愈小，表明风向愈复杂。

起沙风风向的复杂程度与沙丘类型具有较好的对应关系。从库姆塔格沙漠起沙风的

表 4-4　库姆塔格沙漠各点年风向

Table 4-4　Annual wind direction of the six towers

站点	主风向		次风向		主次相加
	风向	频率/%	风向	频率/%	
W1	NE，NNE	31.7	SE	19.5	51.2
W2	NE，ENE，E	38.9	WSW	11.4	50.4
W3	N，NNE，NE，ENE，E	65.4	WSW	7.6	73.0
W4	NNE，NE，ENE	20.3	SSE	13.1	33.5
W5	SW，SSW，S	38.4	NNE，NE	15.8	54.2
W6	SW，SSW	24.9	WNW，N	19.5	44.4

风向（图 4-17b）可以看出，库姆塔格沙漠的北部盛行风向为东北风，与之对应的则为比较典型的线形沙丘。前人的研究认为，该地区的线形沙丘是由两个相近的风向形成的，风向包括东北风和东南风（屈建军等，2007），但在我们对该地区起沙风的风向（图 4-17b）分析表明，该地区的线形沙丘是在两个成锐角的风向（夹角小于 45°）作用下形成，主要以东北风为主，东南风占的比例很小。沙漠的西部为两组风向，东北风和东南风，与之对应的沙丘类型逐渐由东北部的线形沙丘转变为新月形沙垄和更为复杂的沙丘，如格状沙丘，树枝状沙丘等。沙漠南部受地形的影响，盛行风向发生变化，而且地形越复杂，风向也越复杂。所以，在沙漠南部发育了星状沙丘、格状沙丘和复杂沙丘等类型。在三角滩附近，气象站建在北部的高大复合横向沙山和南部的卡拉塔什塔格山之间。受山体的影响，该地区的风向表现为东北、西北及西南等几个方向。在沙漠南部，阿尔金山洪积扇上，风向主要为西北风和东南风。沙漠东部的多坝沟地区，几乎所有的风向都存在，但主导风向为东北风，西北风和南风，因此该地区也以星状沙丘为主。

2. 月风向

6 个测风站的观测结果表明，月风向具有明显的空间差异，而且均显示出明显的季节变化。下文将分别分析 6 个测风站全部风速和起沙风速月风向的变化特征。

1）西部测风站(W1)

图 4-18 为 W1 测风站各月全部风速和起沙风速的风向组成，表 4-5 为主次风向所占百分比统计表。在沙漠西北的小泉沟地区，对于所有风速，夏半年主风向为东北，而冬半年主风向为东南。具体表现为：在 1～4 月、10～12 月主风向为东南，次风向为东北偏北或东北偏东。5 月、9 月主风向变为东北风，次风向为东北偏北风。6～8 月，主风向为东北偏北，次风向为东北风或东南。

对于起沙风，夏半年主风向为东北风；冬半年主风向为东南风。具体表现为：

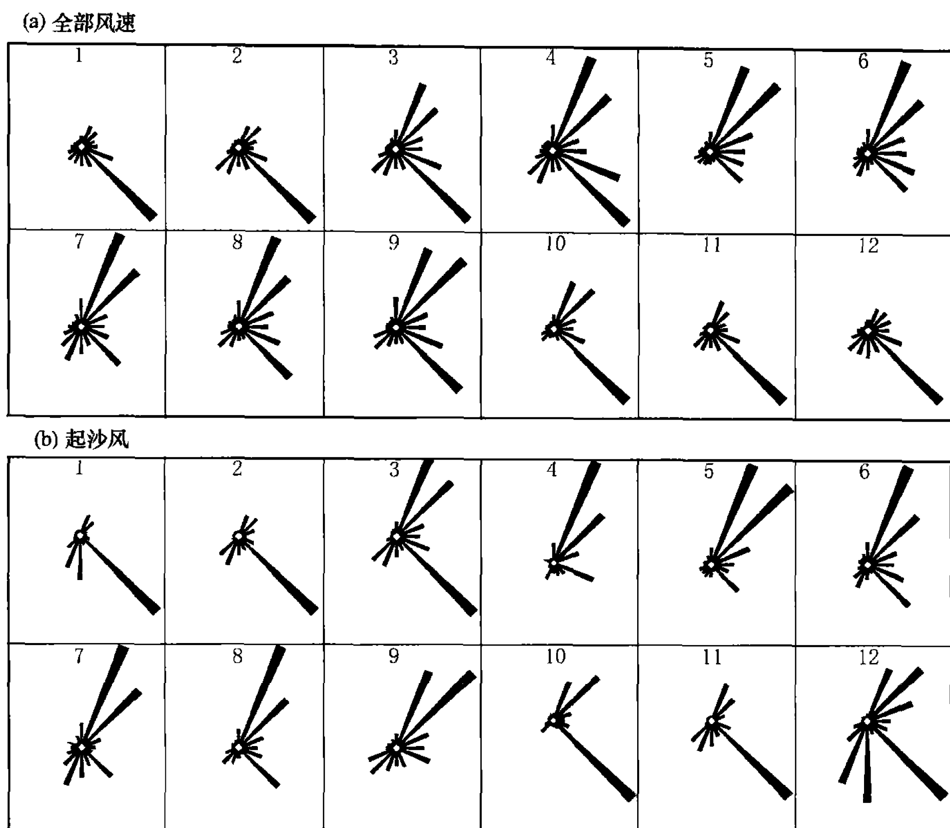


图 4-18 西部测风站（W1）月风向变化

Fig. 4-18 Monthly wind direction in the west (W1) of the Kumtagh Desert

表 4-5 西部测风站（W1）主次风向统计表

Table 4-5 Primary and secondary wind direction in the west (W1) of the Kumtagh Desert

月份	所有风速				频率/%	大于 5 m·s^{-1}风速				频率/%
	主风向		次风向			主风向		次风向		
	风向	频率/%	风向	频率/%		风向	频率/%	风向	频率/%	
1	SE	38.4	ENE	11.1	49.5	SE	46.4	S	17.6	64.0
2	SE	34.7	ENE	8.7	43.4	SE	44.4	SSW	17.6	62.0
3	SE	22.6	NNE	15.5	38.1	SE	24.6	NNE	18.6	43.2
4	SE	18.6	NNE	18.5	37.1	NNE	38.0	NE	22.8	60.8
5	NE	23.2	NNE	22.6	45.8	NNE	30.0	NE	29.4	59.4
6	NNE	22.4	NE	16.4	38.8	NE	27.2	NNE	17.1	44.3
7	NNE	22.5	NE	17.3	39.8	NE	27.7	NNE	20.0	47.7
8	NNE	21.7	SE	15.6	37.3	NNE	31.8	NE	19.0	50.8
9	NE	19.3	NNE	17.0	36.3	NE	20.3	NNE	15.4	35.7
10	SE	32.2	NNE	15.1	47.3	NE	22.5	NNE	14.4	36.9
11	SE	36.7	NNE	9.6	46.3	SE	35.9	NNE	12.9	48.8
12	SE	31.7	ENE	9.9	41.6	SE	21.4	NE	15.9	37.3

1～3月、11 月、12 月，主风向为东南风，次风向主要为东北偏北风、东北风，但也有南风及西南偏南风；6～7 月、9～10 月，主风向为东北风，次风向为东北偏北风；4 月、5 月、8 月，主风向为东北偏北，次风向为东北风。

由于对风沙地貌起作用的风速为起沙风速，因此，对沙漠西部风沙地貌形成与演化起作用的风向为东北风和东南风两组风向。同时，每年的 4 月和 10 月为风向发生转化的时期，这一时期也是控制库姆塔格沙漠的蒙古高压和大陆低压相互消长的时期。

2）北部气象站（W2）

图 4-19 为 W2 测风站各月全部风速和起沙风速的风向组成，表 4-6 为主次风向所占百分比统计表。在沙漠北部的线形沙丘地区，对于所有风速的风向，除每年的1～2 月为西南风外，其他月份均为东北风或东风。具体表现为：在 3～5 月、8～12 月，主风向为东风，次风向在 3～5 月、8 月为东北偏北，9 月为东北，10～12 月为西南偏西和西南风；1～2 月主风向变为西南偏西风，次风向为西风和西南风；6～7 月主风向为东北风，次风向为东北偏北风。

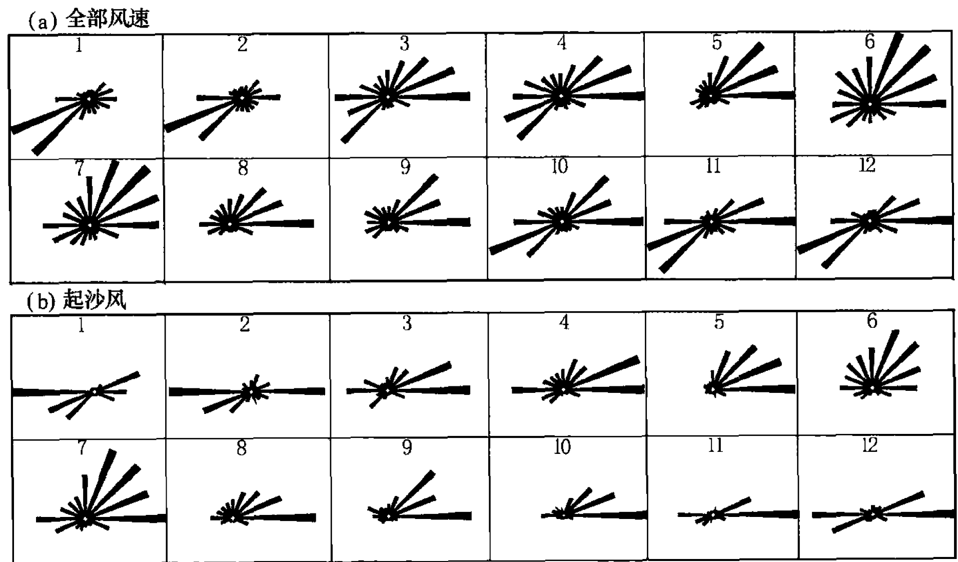


图 4-19　北部气象站（W2）月风向变化

Fig. 4-19　Monthly wind direction in the north (W2) of the Kumtagh Desert

对于起沙风的风向，除每年的 1～2 月为西风外，其他月份均为东北风或东风。具体表现为：1～2 月，主风向为西风，次风向为东风和东北偏东风；3 月、5 月、7～12月，主风向为东风，次风向主要为东北偏东风，个别月份为东北风；4 月，主风向为东北偏东风，次风向为东风；6 月，主风向为东北偏北风，次风向为东北风。

因此，对该地区风沙地貌形成与演化过程起主要作用是东风和东北偏东风，虽然在个别月份也会出现主风向为西风的情况，但次风向仍然为东风或东北偏东风。所

表 4-6　北部气象站（W2）主次风向统计表

Table 4-6　Primary and secondary wind direction in the north (W2) of the Kumtagh Desert

月份	所有风速				频率/%	大于 5 m·s⁻¹风速				频率/%
	主风向		次风向			主风向		次风向		
	风向	频率/%	风向	频率/%		风向	频率/%	风向	频率/%	
1	WSW	23.8	SW	21.9	45.7	W	31.1	ENE，WSW	35.6	66.7
2	WSW	23.6	W	12.2	35.8	W	26.3	E	23.3	49.6
3	E	15.5	ENE	13.5	29.0	E	25.4	ENE	20.9	46.3
4	E	14.6	ENE	13.3	27.9	ENE	21.3	E	20.9	42.2
5	E	20.6	ENE	17.8	38.4	E	27.1	ENE	24.3	51.4
6	NE	12.8	NNE	12.1	24.9	NNE	18.2	NE	14.2	32.4
7	NE	13.7	NNE	11.6	25.3	E	15.2	NNE，NE	28.6	43.8
8	E	21.9	ENE	14.2	36.1	E	29.5	ENE	17.7	47.2
9	E	21.2	NE	17.4	38.6	E	29.4	NE	22.3	51.7
10	E	16.4	WSW	15.5	31.9	E	36.2	ENE	23.2	59.4
11	E	18.8	SW	15.7	34.5	E	42.8	ENE	19.2	62.0
12	E	18.6	WSW	17.4	36.0	E	29.4	W	21.1	48.3

以，在沙漠北部的线形沙丘区域，沙丘的形成与演化是由两个成锐角的风向为动力条件形成的。

3）东北测风站(W3)

虽然 W2 和 W3 测点的直线距离比较近，只有 9.2km，但一方面受两个测点的风向传感器建设高度不同，W2 建设高度为 10m，W3 建设高度为 2m；另一方面受局地微地形的影响，两个测点之间有 7 条线形沙丘，风向特征存在差异，但这种差异并未影响到风向在这个区域的整体分布。

图 4-20 为 W3 测风站各月全部风速和起沙风速的风向组成。表 4-7 为主次风向所占百分比统计表。在沙漠北部的线形沙丘地区，对于所有风速的风向，除每年的1～2月为西南风外，其他月份均为东北风或东风。具体表现为：1～2 月主风向变为西南风，次风向为西南偏西风；在 3 月、4 月、8 月、11～12 月，主风向为东北偏东风，次风向在 3 月、8 月、12 月为东风，4 月为东北风，11 月为西南偏西风；5 月、9 月、10 月，主风向为东北风，次风向为东北偏北风和东北偏东风；6～7 月，主风向为东北偏北风，次风向为东北风和东北偏东风。

对于起沙风的风向，除每年的 1～2 月为西南偏西风外，其他月份均为东北或东风。具体表现为：1～2 月，主风向为西南偏西风，次风向为东风和东北偏东风；3 月、4 月，主风向为东北偏东风，次风向主要为东风和东北风；5～7 月，主风向为东

北偏北风，次风向为东北风、东北偏东风和东风；8～12 月主风向为东风，次风向为东北偏东风。

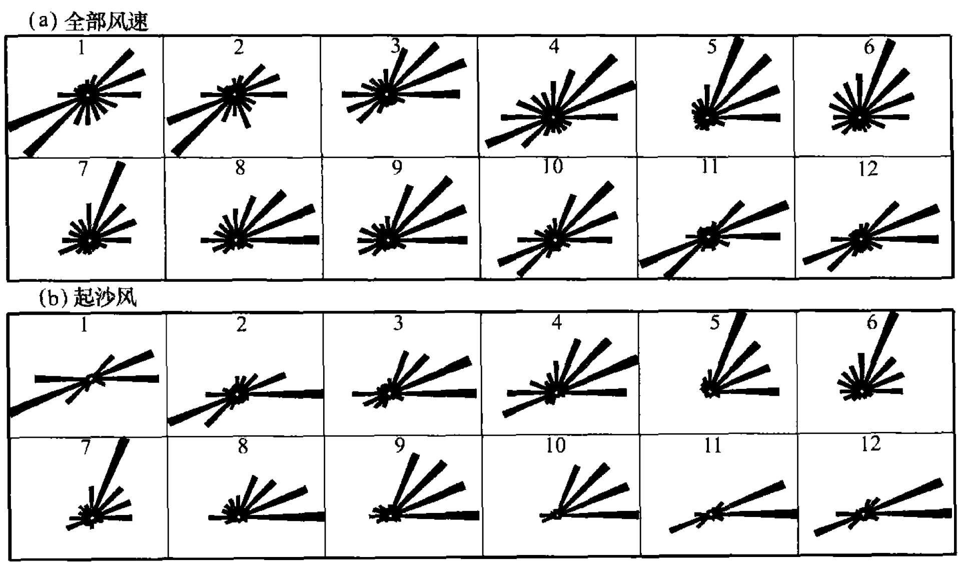


图 4-20　东北测风站（W3）月风向变化

Fig. 4-20　Monthly wind direction in the northeast（W3）of the Kumtagh Desert

表 4-7　东北测风站（W3）主次风向统计表

Table 4-7　Primary and secondary wind direction in the northeast（W3）of the Kumtagh Desert

月份	所有风速				频率/%	大于 5 m·s^{-1}风速				频率/%
	主风向		次风向			主风向		次风向		
	风向	频率/%	风向	频率/%		风向	频率/%	风向	频率/%	
1	SW	15.7	WSW	15.5	31.2	WSW	24.7	E，ENE	18.7	43.4
2	SW	17.4	WSW	14.5	31.9	WSW	18.9	E	22.5	41.4
3	ENE	16.3	E	13.8	30.1	ENE	21.6	E	21.5	43.1
4	ENE	13.8	NE	13.7	27.5	ENE	17.9	NE	15.1	33.0
5	NE	18.9	NNE	18.7	37.6	NNE	25.6	E	19.9	45.5
6	NNE	16.2	NE	12.7	28.9	NNE	23.4	ENE	11.8	35.2
7	NNE	20.1	ENE	11.3	31.4	NNE	26.5	NE	12.2	38.7
8	ENE	18.1	E	17.7	35.8	E	24.3	ENE	20.7	45
9	NE	17.8	ENE	17.0	34.8	E	22.9	ENE	20.6	43.5
10	NE	16.2	ENE	13.4	29.6	E	25.5	ENE	24.1	49.6
11	ENE	19.3	WSW	16.4	35.7	E	33.1	ENE	30.2	63.3
12	ENE	18.6	E	17.2	35.8	E	24.7	ENE	23.8	48.5

因此，与 W2 有相似的结果，在该地区对风沙地貌形成与演化过程起主要作用的是东风和东北偏东风；虽然在个别月份也会出现主风向为西风的情况，但次主风向仍然为东风或东北偏东风。所以说，在沙漠北部的线形沙丘区域，沙丘的形成与演化是由两个成锐角的风向为动力条件形成的。

4）东南测风站（W4）

图 4-21 为 W4 测风站各月全部风速和起沙风速的风向组成。表 4-8 为主次风向所占百分比统计表。在沙漠东部，受地形的影响，风向比较复杂。对于所有风速的风向，一年有 1/2 的时间主风向为东南偏南风，1/4 的时间为西南偏南风，其余为东北、北和南风。具体表现为：1 月、2 月、4 月、9 月、10 月、11 月共 6 个月份主风向变为东南偏南风，次风向比较复杂，但也以南风和西南偏南为主；在 3 月、6 月、8 月，主风向为西南偏南风，次风向比较复杂，既有西北偏西风，北风和西北偏北风；在 5 月主风向为东北风，次风向为东南偏南风；7 月主风向为北风，次风向为西风；12 月主风向为南风，次风向为东南偏南风。

对于起沙风的风向，主风向发生明显变化，主要有西南偏南风、东北偏东风和东南偏南风。具体表现为：3 月、4 月、6 月、8 月主风向为西南偏南风，次风向比较复杂，有东南偏南风、西风、西北偏西和西北偏北风；10～12 月主风向为东南偏东风，次风向主要为西南偏西和西风；2 月、9 月主风向为东南偏南风，但次风向不同，2 月为南风，9 月为西南偏南风；1 月主风向为西风，次风向为东北偏东风；5 月主风向为东北风，次风向为东北偏东风；7 月主风向为北风，次主风向为西南偏南风。

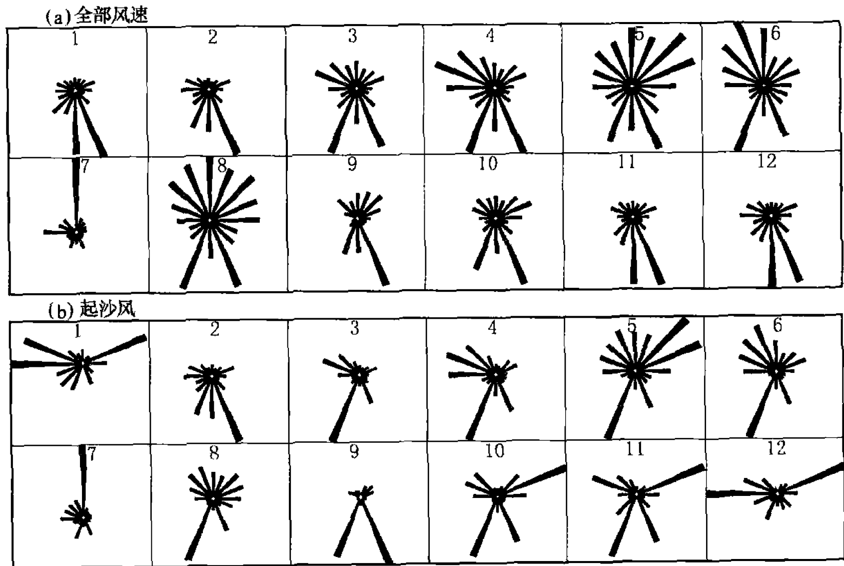


图 4-21 东南测风站（W4）月风向变化

Fig. 4-21 Monthly wind direction in the southeast (W4) of the Kumtagh Desert

表 4-8 东南测风站（W4）主次风向统计表

Table 4-8 Primary and secondary wind direction in the southeast (W4) of the Kumtagh Desert

月份	所有风速				频率/%	大于 5 m·s⁻¹风速				频率/%
	主风向		次风向			主风向		次风向		
	风向	频率/%	风向	频率/%		风向	频率/%	风向	频率/%	
1	SSE	21.8	S	19.1	40.9	W	19.1	ENE	18.5	37.6
2	SSE	22.1	S	12.9	35.0	SSE	22.2	S	12.8	35.0
3	SSW	15.1	SSE	13.5	28.6	SSW	27.6	SSE	10.8	38.4
4	SSE	12.7	WNW	11.1	23.8	SSW	19.5	W	12.4	31.9
5	NE	9.85	SSE	9.14	19.0	NE	12.9	ENE	12.4	25.3
6	SSW	11.7	NNW	11.1	22.8	SSW	17.5	WNN	11.9	29.4
7	N	33.0	W	13.5	46.5	N	33.6	SSW	9.0	42.6
8	SSW	9.9	N	8.8	18.7	SSW	18.0	WNW	8.7	26.7
9	SSE	22.4	SSW	11.2	33.6	SSE	37.2	SSW	32.8	70.0
10	SSE	17.5	SSW	13.3	30.8	ENE	20.0	SSW	17.7	37.7
11	SSE	20.8	S	19.1	39.9	ENE	19.6	SSW	17.9	37.5
12	S	18.6	SSE	18.5	37.1	ENE	22.3	W	22.0	44.3

因此，对该地区风沙地貌形成与演化过程起主要作用的是西南偏南风，东北风和东南风。所以，在沙漠东南部的沙丘类型主要以星状沙丘或复合型沙丘为主。

5）*南部气象站*（W5）

图 4-22 为 W5 测风站各月全部风速和起沙风速的风向组成。表 4-9 为主次风向所占百分比统计表。南部气象站（W5）建立在卡拉塔什塔格山北面。对于所有风速的风向，5～7 月主风向为东北风，其余月份为西南风。具体表现为：1～4 月、8～12 月主风向变为西南偏南风，次风向主要为西南风，也有少数南风，东北风及东北偏北风；在 5 月、6 月主风向为东北偏北风，次风向西南偏南风；在 7 月主风向为东北风，次风向为东北偏北风。

对于起沙风的风向，主风向在各个月份发生明显的变化，5～10 月为东北偏北风，1 月、2 月、11 月为西南偏南风，3 月、4 月为西北风，12 月为东南偏南风。具体表现为：1 月、2 月、11 月主风向变为西南偏南风，次风向主要为西风，东南偏南风；3 月主风向为西北风，次风向为西北偏西风；4 月主风向为西比偏北风，次风向为东北风；12 月主风向为东南偏南风，次风向为西北偏西风；在 5～10 月主风向为东北偏北风，次风向比较复杂，既有东北风、西北风、西北偏西风、西北偏北，也有西南偏南风。

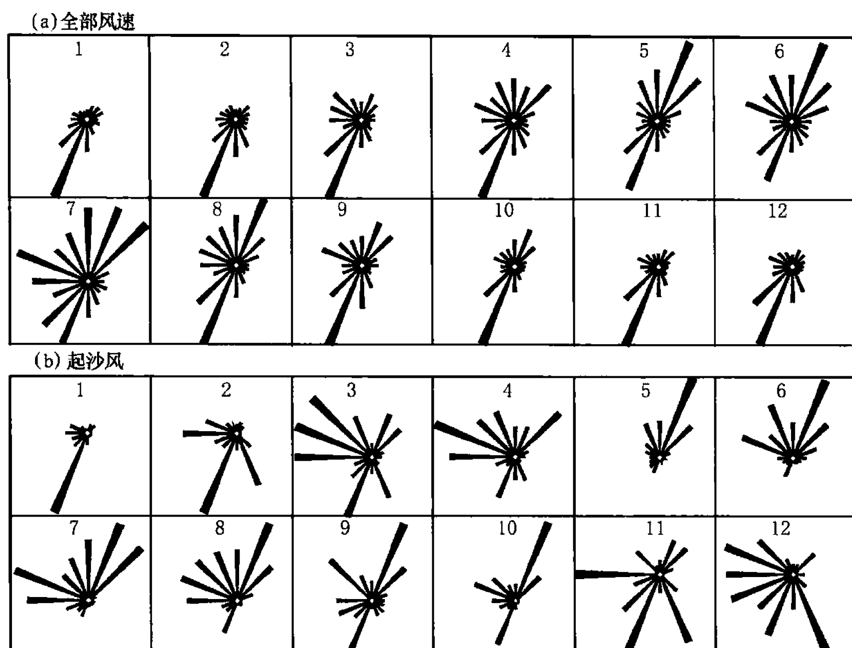


图 4-22　南部气象站（W5）月风向变化

Fig. 4-22　Monthly wind direction in the South (W5) of the Kumtagh Desert

表 4-9　南部气象站（W5）主次风向统计表

Table 4-9　Primary and secondary wind direction in the west (W5) of the Kumtagh Desert

月份	所有风速				频率/%	大于 5 m・s⁻¹风速				频率/%
	主风向		次风向			主风向		次风向		
	风向	频率/%	风向	频率/%		风向	频率/%	风向	频率/%	
1	SSW	31.1	SW	12.7	43.8	SSW	51.2	W	11	62.2
2	SSW	28.6	S	11.7	40.3	SSW	27.6	SSE	17.3	44.9
3	SSW	21.4	SW	12.1	33.5	NW	15.3	WNW	14.8	30.1
4	SSW	16.3	NE	9.3	25.6	WNW	17.6	NE	12.6	30.2
5	NNE	16.6	SSW	14.3	30.9	NNE	32.6	NE	15.7	48.3
6	NNE	14.5	SSW	10.7	25.2	NNE	22.2	NNW	14.8	37.0
7	NE	11.2	NNE	10.9	22.1	NNE	17.0	WNW	16.1	33.1
8	SSW	15.6	NNE	13.1	28.7	NNE	18.3	WNW	12.6	30.9
9	SSW	18.8	NNE	9.7	28.5	NNE	16.3	SSW, NW	21.8	38.1
10	SSW	25.2	SW	11.6	36.8	NNE	28.3	SSW	15.2	43.5
11	SSW	28.6	SW	14.6	43.2	SSW, W	28.4	SSE	12.5	40.9
12	SSW	25.4	SW	15.2	40.6	SSE	15.5	WNW	13.1	28.6

因此，对该地区风沙地貌形成与演化过程起主要作用的是东北风、西北风和西南风，所以说，在沙漠南部的沙丘类型主要以星状沙丘或复合型沙丘为主。

6）西南部测风站（W6）

图 4-23 为 W6 测风站各月全部风速和起沙风速的风向组成。表 4-10 为主次风向所占百分比统计表。在沙漠西南部，阿尔金山北麓的沙漠边缘地区受地形的影响，风向比较复杂。对于所有风速的风向，1 月、4 月、6 月主风向为西北偏北风，2 月、3 月为北风，5 月、7 月、8 月、9 月为东南风，10～12 月为西风。具体表现为：1 月、4 月、6 月主风向变为西北偏北风，次风向为西北偏西风和东南风；在 2 月、3 月，主风向为北风，次风向为西北偏北风；在 5 月、7 月、8 月、9 月，主风向为东南风，次风向为西北偏北和东南偏南风；10～12 月，主风向为西风，次风向为西北偏西风。

对于起沙风的风向，其主风向与次主风向的分布特征与所有风速基本相同，不同之处在于：2 月主风向不同，4 月、6 月、10 月次主风向不同。

因此，对该地区风沙地貌形成与演化过程起主要作用的是西风、西北偏北风和东南风，虽然在个别月份也会出现北风的情况，但其次主风向仍然西北偏北风。所以，在沙漠南部有星状沙丘及复合横向沙山分布。

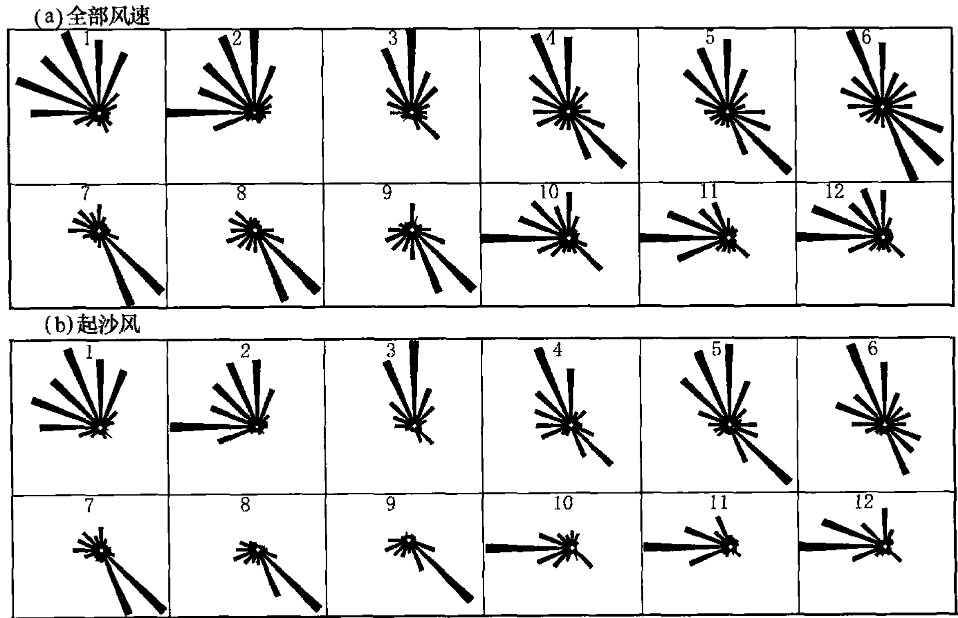


图 4-23　南部测风站（W6）月风向变化

（注：风向变化特征数据为 2007-10～2008-09）

Fig. 4-23　Monthly wind direction in the southwest (W6) of the Kumtagh Desert

表 4-10 南部测风站（W6）主次风向统计表

Table 4-10 Primary and secondary wind direction in the southwest (W6) of the Kumtagh Desert

月份	所有风速				频率/%	大于 5 m·s^{-1}风速				频率/%
	主风向		次风向			主风向		次风向		
	风向	频率/%	风向	频率/%		风向	频率/%	风向	频率/%	
1	NNW	15.0	WNW	14.9	29.9	NNW	17.5	WNW	14.9	32.4
2	N	15.5	NNW	15.0	30.5	W	19.6	NNW	15.6	35.2
3	N	21.5	NNW	17.4	38.9	N	25.4	NNW	20.8	46.2
4	NNW	14.5	SE	13.2	27.7	NNW	19.3	N	12.7	32.0
5	SE	14.7	NNW	11.7	26.4	SE	15.1	NNW	14.7	29.8
6	NNW	12.3	SE	12.0	24.3	NNW	16.9	N	12.1	29.0
7	SE	23.8	SSE	22.1	45.9	SE	27.8	SSE	21.9	49.7
8	SE	22.9	SSE	19.9	42.8	SE	33.0	SSE	19.0	52.0
9	SE	23.3	SSE	18.4	41.7	SE	37.2	SSE	13.1	50.3
10	W	19.8	WNW	11.5	31.3	W	32.0	WSW	13.0	45.0
11	W	22.8	WNW	16.6	39.4	W	32.0	WNW	17.3	49.3
12	W	19.6	WNW	17.1	36.7	W	27.4	WNW	20.7	48.1

综上所述，在沙漠的不同区域，风沙地貌形成与演化起主要作用的风向不同，具体表现为：

沙漠西部为东北风和东南风两组风向，但在不同的季节，主导风向不同。对应的沙丘类型为格状沙丘，沙丘的形成与演化是在两组风向下形成的。

沙漠北部为东风和东北偏东风，虽然在个别月份也会出现主风向为西风的情况，但次主风向仍然为东风或东北偏东风。对应的沙丘类型为线形沙丘，沙丘的形成与演化是由两个成锐角的风向为动力条件形成的。

沙漠东部为西南偏南风，东北风和东南风，对应的沙丘类型主要以星状沙丘或复合型沙丘为主，沙丘的形成与演化是由多风向风为动力条件形成的。

沙漠南部的卡拉塔什塔格山为东北风、西北风和西南风，对应的沙丘类型主要以星状沙丘或复合型沙丘为主，沙丘的形成与演化是由多风向风为动力条件形成的。

沙漠南部阿尔金山北麓为西风、西北偏北风和东南风，虽然在个别月份也会出现北风的情况，但次主风向仍然西北偏北风。对应的沙丘类型为星状沙丘及复合横向沙山分布，沙丘的形成与演化是由多风向风为动力条件形成的。

3. 昼夜风向变化

库姆塔格沙漠三面环山，受地形影响，特别是南部阿尔金山的热力作用，昼夜风向存在一定差异，可能对风沙地貌的形成与发育产生一定影响。为此，我们选择了 2007 年 10 月，2008 年 1 月、4 月和 7 月共 4 个月（W6 为 2009 年 1 月，4 月，7 月，10 月）的昼夜风向数据来说明昼夜风向的变化特征。同时，对不同测点的主风向和次风向进行了对比统计分析，结果如表 4-11 所示。

表 4-11 各测点月昼夜风向变化

Table 4-11 Variation in day and night wind direction of the six towers

测点	观测时间（年-月）	白天				夜间				主风向	次风向
		主风向	比率	次风向	比率	主风向	比率	次风向	比率		
W1	2007-10	NE	47.93	SE	15.27	SE	49.69	ESE	15.97	90°	22.5°
	2008-01	SE	21.66	NNE	11.72	SE	55.87	ESE	16.75	0°	90°
	2008-04	NNE	22.11	NE	18.44	SE	30.78	ESE	19.72	112.5°	67.5°
	2008-07	NNE	23.77	NE	20.74	NE	22.17	SE	20.04	22.5°	90°
W2	2007-10	E	22.16	ENE	12.70	WSW	23.90	NE	15.66	157.5°	22.5°
	2008-01	WSW	18.53	SW	17.48	WSW	30.17	SE	27.27	0°	0°
	2008-04	E	18.09	ENE	13.82	SW	16.45	WSW	14.47	135°	180°
	2008-07	ENE	12.02	E	11.48	NE	16.16	NNE	15.32	22.5	67.5°
W3	2007-10	ENE	17.12	NE	14.55	NE	19.56	WSW	16.75	22.5°	202.5°
	2008-01	WSW	12.97	SW	11.19	SW	21.35	WSW	17.23	22.5°	22.5°
	2008-04	E	15.79	ENE	14.92	NE	19.08	WSW	11.77	45°	22.5°
	2008-07	NNE	12.44	N	10.93	NNE	27.73	NE	13.80	0°	45°
W4	2007-10	ENE	14.75	NE	11.85	SSE	29.79	SSW	22.51	90°	157.5°
	2008-01	SSE	11.98	S	11.19	SSE	31.98	S	27.39	0°	0°
	2008-04	WNW	16.94	NW	14.92	SSE	23.69	SSW	19.08	135°	112.5°
	2008-07	N	33.51	NW	11.19	N	32.40	SSE	11.39	0°	157.5°
W5	2007-10	NNE	21.70	N	12.89	SSW	42.03	SW	18.41	180°	225°
	2008-01	SSW	18.47	S	10.23	SSW	43.71	S	11.43	0°	0°
	2008-04	N	13.09	NNW	12.53	SSW	28.06	SW	15.56	157.5°	112.5°
	2008-07	N	16.76	NE	12.50	SW	14.32	SSW	14.05	135°	157.5°
W6	2009-10	W	14.53	WNW	12.65	SW	49.76	SSE	23.84	135°	157.5°
	2009-01	W	15.85	WNW	13.84	W	23.86	N	10.80	270°	292.5°
	2009-04	WNW	15.18	NNW	14.55	NNW	34.48	N	24.14	337.5°	292.5°
	2009-07	NNW	19.09	N	13.91	SE	24.33	SSE	13.31	337.5°	135°

由建立在库姆塔格沙漠的 6 个测点昼夜风向数据统计分析可知：

（1）昼夜主风向和次主风向不同。

（2）白天的风向相对比较复杂，在各个方向都有分布。在所分析的 4 个月中，有近一半的时间，主风向和次主风向所占百分比小于 30%。而夜间则比较简单，有较明显的主次风向；在所分析的 4 个月中；主风向和次主风向所占百分比几乎全部大于 30%。

（3）4 个月的昼夜风向特征不同。1 月的昼夜风向与其他月份不同，是风向发生变化的月份。1 月，白天小泉沟、多坝沟为东南风，其他地方为西南偏西风；夜间小泉沟，多坝沟为东南风，其他地方为西南风。4 月、7 月和 10 月的昼夜风向除多坝沟外，白天均为东北风，夜间均为西南风。多坝沟白天除东北风外，还有西北风和北

风。夜间为西南偏南风和北风。

（4）昼夜主风向差异程度具有区域差别。一般来说，在距离山较近的区域，昼夜风向差异比较明显、如小泉沟、多坝沟和三角滩，昼夜主风向差异在 90°～180°之间。而在羽毛状沙丘区，昼夜主风向差异较小，一般小于 90°。

（5）昼夜主风向在 1 月基本相同，在 4 月和 10 月夹角最大，7 月居中。次风向的夹角与主风向分布特征基本相同。

（6）地形对昼夜风向的变化起着重要的作用。总的来说，在沙漠北部昼夜主风向夹角较小，而在南部的三角滩和东南部的多坝沟夹角较大。

4.4 输　沙　势

4.4.1 输沙势与风况

1. 输沙势与风况类型

风沙地貌的形成是风力作用的结果，与风速的大小和风向组成有密切关系。风速和风向尽管可以反映风沙运动的趋势，但不能全面反映风沙运动的详细信息，因为输沙强度与风速的关系是非线性的。所以，为了评价风沙地貌的形成演变与风况的关系，Fryberger（1979）提出“输沙势”（DP）的概念，在风沙地貌研究中广泛应用（Fryberger，1979；Awadhia et al.，2005；Bullard，1997；Lancaster，1985；Pearce et al.，2005；Saqqa et al.，2007）。根据 Fryberger（1979），输沙势可用式(4-2)计算。

$$DP = U^2(U - U_t)t \tag{4-2}$$

式中：DP 为输沙势，表征根据风速观测资料计算出的相对输沙率，单位为矢量单位（VU）；U 为 10 m 高度的风速，单位为节；U_t 为 10 m 高度的起动风速，单位为节；t 为风速 V 出现次数占总观测次数的百分数。输沙势的巧妙应用不仅可以评价风能环境的相对强弱，而且可以评价风况的方向组成。为此，Fryberger 在评价风况的方向组成时，又引入总输沙势（DP）、输沙玫瑰图、合成输沙势（RDP）、合成输沙方向（RDD）和方向变率等概念。

输沙玫瑰图类似气象学中的风玫瑰图，是根据风速、风向观测结果计算出各方位输沙势绘制的环形直方图，表示各方位的输沙势。输沙玫瑰图中的各个臂的长度代表各方位输沙势的相对大小。合成输沙势(RDP)是输沙玫瑰图中各个方向输沙势的矢量合成，合成输沙方向则为合成输沙势的方向，反映沙搬运总体方向。RDP/DP 比值（合成输沙势与输沙势的比值）定义为风向变率。

根据输沙势的大小（各方向输沙势的和），Fryberger 将风能环境分为低能、中能和高能环境（表 4-12）。

表 4-12　风能环境分类

Table 4-12　Classifications of wind energy environment

风能分类（矢量单位）	风能环境
<200	低风能环境
200～400	中风能环境
>400	高风能环境

注：根据 Fryberger，1979。

根据输沙玫瑰图，Fryberger 将风况方向分布分为 5 种类型：

（1）窄单峰型风况：90％或以上输沙势分布于两个相近的方向范围之内，即分布于 45°夹角范围内。

（2）宽单峰型风况：窄单峰型之外的其他单峰型风向分布。

（3）锐双峰风型风况：风向分布集中在两个方向上，这两个风向（输沙玫瑰上最长的臂）的夹角为锐角（包括 90°角）。

（4）钝双峰型风况：风向分布集中在两个方向上，这两个风向的夹角为钝角。

（5）复杂风况：风向的集中分布方向多于两个，或没有明显的集中方向。

根据风向变率，即 RDP/DP 比值，Fryberger 将风况划分为：①高变率（低比率），RDP/DP 比值小于 0.3；②中等变率（中等比率），RDP/DP 比值为 0.3～0.8；③低变率（高比率），RDP/DP 比值大于 0.8。对于单一风向，RDP/DP 值接近 1；反之，对于多风向，RDP/DP 接近零，合成输沙势很小。高变率一般对应于复杂或钝双峰型风况，中等变率一般对应于钝双峰型或锐双峰风况，低变率则对应于宽单峰或窄单峰风况。

输沙势及由此确定的风况类型之所以在风沙地貌研究中被广泛采用，是因为输沙势的大小和方向变率与风沙地貌，特别是沙丘类型具有较好的对应关系。根据 Fryberger（1979）对世界沙漠中几种典型沙丘，如新月形沙丘、线形沙丘以及星状沙丘及其发育的风能环境和风况研究，由新月形沙丘到星状沙丘，RDP/DP 比值逐渐趋于变小。对于新月形沙丘和线形沙丘，风能愈高，要求 RDP/DP 比值也愈高（图 4-24）。尽管其他一些研究者（Wasson et al.，1983；Lancaster，1995；Livingstone et al.，1996）认为，除了风况之外，沙源供应程度也是决定沙丘类型的重要因素，但其研究结果仍然显示出沙丘类型与风况类型的良好对应关系。

2. 库姆塔格沙漠输沙势的计算

上述讨论表明，输沙势是风沙地貌研究中以及在分析风动力系统时必须分析和讨论的一个要素，所以在前述库姆塔格沙漠环流与天气、地面风场、风速与风向讨论的基础上，下文将进一步讨论输沙势与风况。为了与世界其他沙漠的输沙势和风况研究

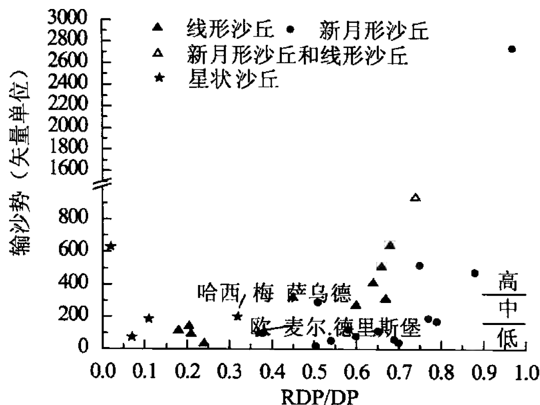


图 4-24　沙丘类型与风况（风能与 RDP/DP 比值）的对应关系（据 Fryberger，1979）

Fig. 4-24　Relationship between dune type and wind regime (RDP/DP ratio; Fryberger，1979)

成果具有较好的可比性，首先必须解决计算方法问题，因为各地计算输沙势所必须的风速资料是在不同的观测条件下采集的，如不同的观测高度和代表不同时段的平均风速。所以，在库姆塔格沙漠的输沙势计算中，首先要解决这两个问题。

1）不同高度间风速的换算

Fryberger 输沙势计算公式（4-2）要求风速和风向的观测高度为 10m，而我们在库姆塔格沙漠的风速观测高度为 2 m，所以需要将 2m 高度的风速观测结果换算为 10m 高度处。换算方法是建立上述两个高度风速间的关系。转换过程主要依据我们在腾格里沙漠东南缘建立的 50m 风沙观测塔上实测的 2m 和 10m 高度风速进行拟合（图 4-25），找到其中的规律，然后利用该规律对库姆塔格沙漠的实测风速进行转化。腾格里沙漠 2m 和 10m 高度风速关系如下

$$U_{10} = a + bU_2 \tag{4-3}$$

式中：U_{10}为 10 m 高度的风速；U_2 为 2 m 高度的风速；a，b 为拟合系数。

表 4-13　不同时间 2 m 和 10 m 高度上风速关系

Table 4-13　Relationship of wind speed at the 2 m height and that at the 10 m height

观测时间	10 m			
（年-月-日）	a	b	R	P
2006-01-03	0.14	1.06	0.99	<0.0001
2006-04-15	0.46	0.95	0.98	<0.0001
2006-04-18	0.20	1.09	1.00	<0.0001
2006-05-06	0.10	1.10	0.99	<0.0001
2006-08-15	0.06	1.10	1.00	<0.0001
总值	0.17	1.08	1.00	<0.0001

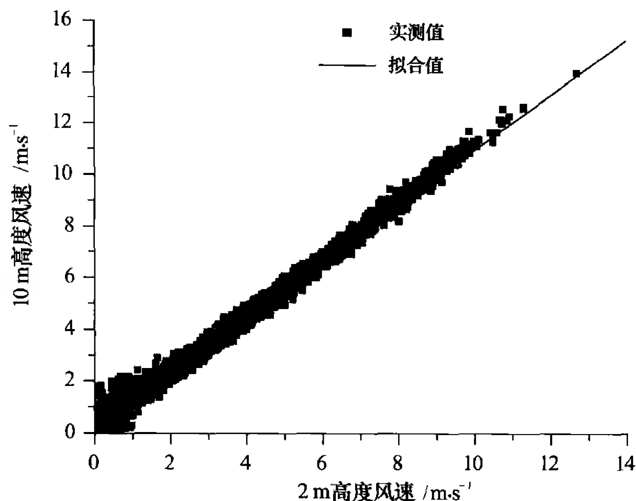


图 4-25　腾格里沙漠风沙观测场 2 m 和 10 m 高度风速的相关关系

Fig. 4-25　Relationship between wind speed at the height of 2 m and that at the height of 10 m in the Aeolian Research Experimental Plot in the Tengger Desert

综合全部数据，我们得出 2m 和 10m 高度风速的换算关系为

$$U_{10} = 0.17 + 1.08U_2 \tag{4-4}$$

2）时距问题

（1）自然界风速的脉动。自然界的风速始终是脉动的（图 4-26），一般气象上记录的风速都是平均风速，只是平均的时段不同，如有 1 s 平均、1min 平均、10min 平均等。数据的平均过程就相当于滤波，平均过程使风速变化过程变得平缓，从而掩盖

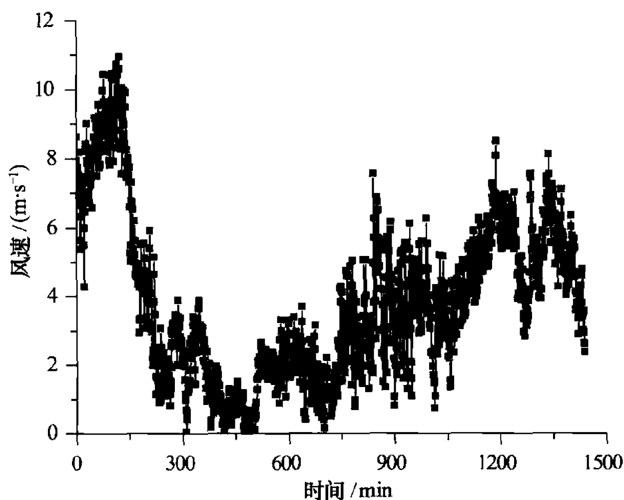


图 4-26　风速脉动记录

Fig. 4-26　Recorded wind chart showing wind fluctuation

了风力作用的许多信息。风速的平均时距愈短，愈接近实际情况。对于同一个气象站，采用不同时距的平均风速，计算出的输沙势必然不同。Fryberger 输沙势计算公式（4-2）要求风速为 10min 平均风速，而我们在库姆塔格沙漠由于数采仪内存的限制和进入沙漠采集数据的困难，风速观测是 15min 平均。所以，在应用 Fryberger 公式计算输沙势时，就需要将 15min 的平均风速换算为 10min 平均风速，即所谓的时距换算。鉴于以往很少有风速观测时距对输沙势计算影响的研究，所以目前尚没有现成的方法，只能依赖经验方法。最简单易行的经验方法是通过观测建立 10min 平均风速计算出的输沙势与 15min 平均风速计算出的输沙势之间的相关关系，从而将 15min 平均风速计算的输沙势换算为 10min 平均风速计算的输沙势。

（2）不同时距风速间的关系。为了确定不同时距风速之间的关系，我们对 2006 年 5 月实测的腾格里沙漠风沙观测场不同时距的风速资料进行统计分析。虽然不同时距风速的值与 1min 风速值之间表现为很好的线性正相关关系［公式（4-5）］，但回归系数不同（表 4-14）。

$$u_1 = a + bu_i \tag{4-5}$$

式中：u_1 为 1min 风速；u_i 分别代表 2min、5min、10min、15min、30min 平均风速；a，b 为拟合系数。

（3）不同时距风速计算的输沙势。对不同区域不同时距计算的输沙势进行研究的目的：一方面要对前人所评估的结果进行校正；另一方面就是要为以后准确评价风沙活动提供理论依据。通过对腾格里沙漠风沙观测场不同时距计算的输沙势对比分析发现，不同时距计算的输沙势之间可以互相转换，它们之间满足线性函数的关系，公式（4-6）为不同时距计算的输沙势之间的关系。

$$\mathrm{DP}_i = a + b\mathrm{DP}_1 \tag{4-6}$$

式中：DP_1 为 1min 数据计算的输沙势；DP_i 为不同时距数据计算的输沙势；i 分别为 2min、5min、10min；a，b 为拟合系数。在本文，使用的公式为

$$\mathrm{DP}_{10} = 0.08 + 1.16 \times \mathrm{DP}_{15} \tag{4-7}$$

表 4-14　不同时距风速与 1 min 风速的关系

Table 4-14　Relationship between wind speed averaged over different time-interval and that averaged over 1min

风速/（m·s^{-1}）	a	b	R	P
2	1.57	1.04	0.99	<0.0001
5	1.54	1.04	0.99	<0.0001
10	1.50	1.06	0.99	<0.0001
15	1.48	1.06	0.99	<0.0001
30	1.41	1.08	0.99	<0.0001

4.4.2 输沙势的时空变化

1. 空间变化

图 4-27 为库姆塔格沙漠年输沙势等值线图。库姆塔格沙漠的输沙势自北向南逐渐减小。沙漠的大部分地区都属于中风能环境，但东北部线形沙丘及雅丹地貌区接近

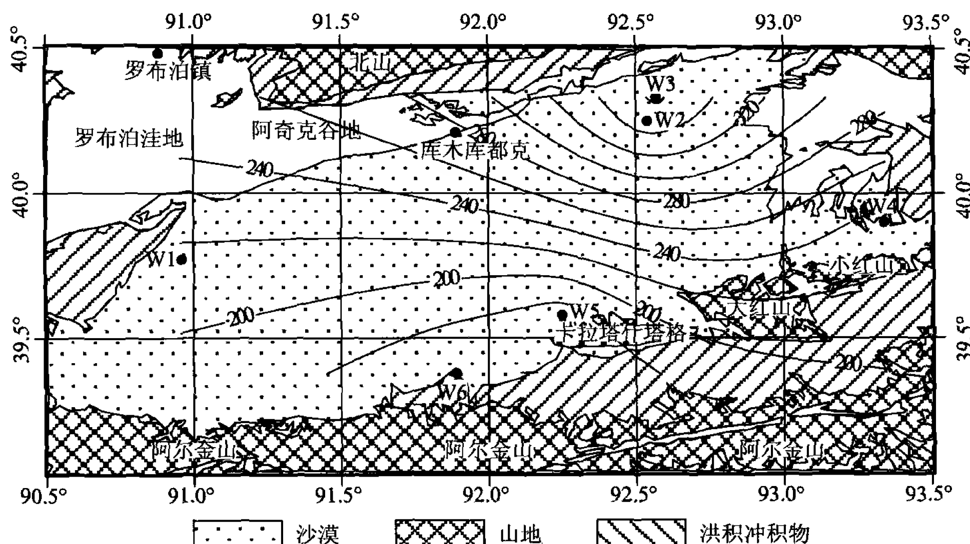


图 4-27 库姆塔格沙漠年总输沙势等值线图

Fig. 4-27 Contour map of the annual drift potential in the Kumtagh Desert

高风能环境，阿尔金山北麓属于低风能环境。已有研究表明，风能越高，沙丘类型越简单(Fryberger，1979)，库姆塔格沙漠的风能与沙丘类型也遵循这个规律，自北向南沙丘类型由简单变为复杂，沙漠北部西北部为线形沙丘，新月形沙丘，而在沙漠南部有格状、星状沙丘等。

图 4-28 为库姆塔格沙漠年合成输沙势等值线图。合成输沙势(RDP)是输沙玫瑰图中各个方向输沙势的矢量合成，表示各方向风的净输沙势。库姆塔格沙漠的合成输沙势的分布趋势与输沙势很相似，也是自北向南逐渐减小。沙漠北部的合成输沙势大于 160，其余大部分区域在 60～160，阿尔金山北麓较小，小于 60。

图 4-29 为库姆塔格沙漠的 RDP/DP 比值等值线图。RDP/DP 也被称为方向变率，反映了有效风的复杂程度。在库姆塔格沙漠，方向比率自北向南逐渐降低，沙漠东部和西部基本相同。方向比率的这种分布特征与沙漠内部的沙丘类型分布比较吻合，也与 Fryberger (1979) 对世界沙漠中几种典型沙丘，如新月形沙丘、线形沙丘以及星状沙丘及其发育的风能环境和风况的研究结论吻合，由新月形沙丘到星状沙丘，RDP/DP 比值逐渐趋于变小。

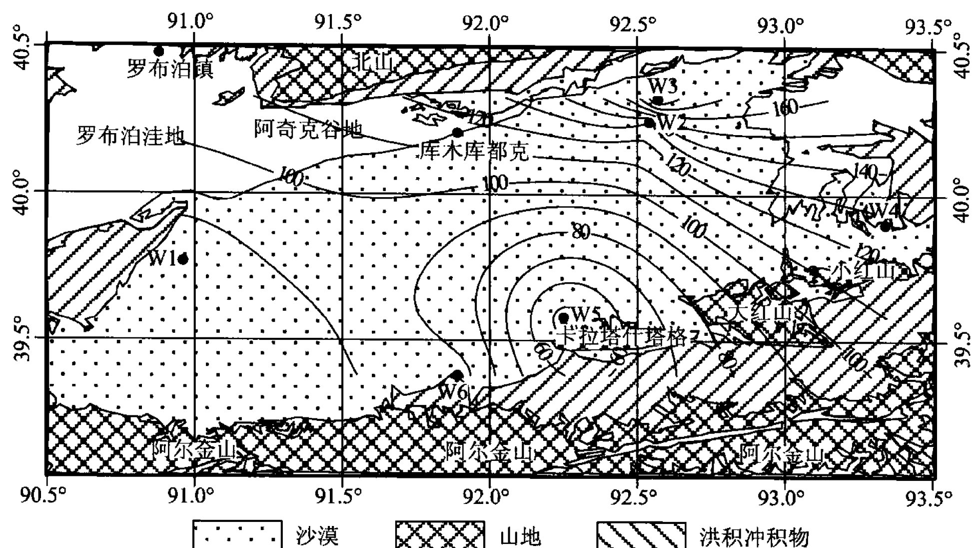


图 4-28 库姆塔格沙漠年合成输沙势等值线图

Fig. 4-28 Contour map of the annual resultant drift potential in the Kumtagh Desert

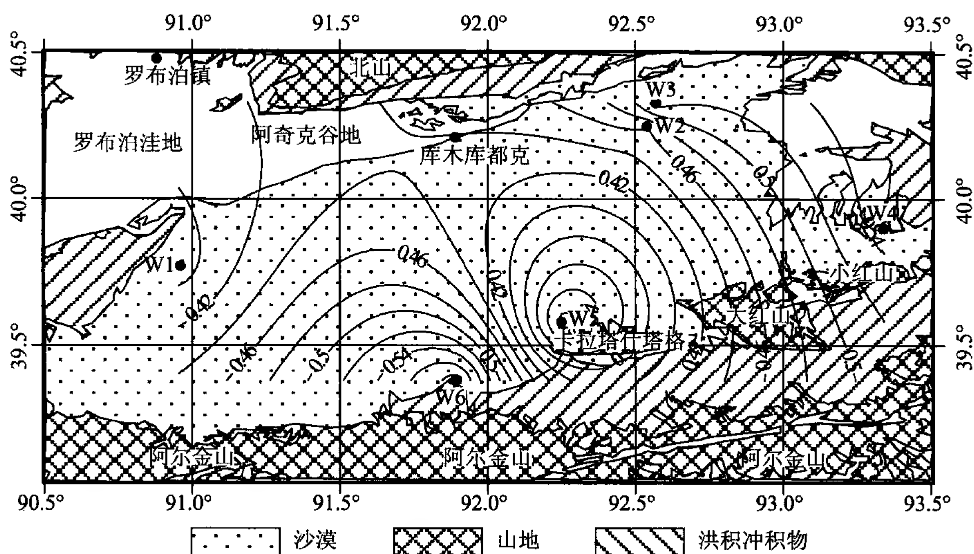


图 4-29 库姆塔格沙漠年 RDP/DP 比值等值线图

Fig. 4-29 Contour map of annual RDP/DP ratio in the Kumtagh Desert

图 4-30 为库姆塔格沙漠年合成输沙势方向形势图。合成输沙势方向反映了有效风的净输沙方向；由图可以看出，以 91.5°E 为界，可以将合成输沙势方向划分为东、西两大区。西部区主要为东北，但自北向南由东北转为东北偏北。东部区比较复杂，在 92°E 附近，自北向南，由东北转为西北；在 92.5°E 附近，自北向南，由东北转为西南，在自北向南；93°E 附近，自北向南，由西北偏北转为西。

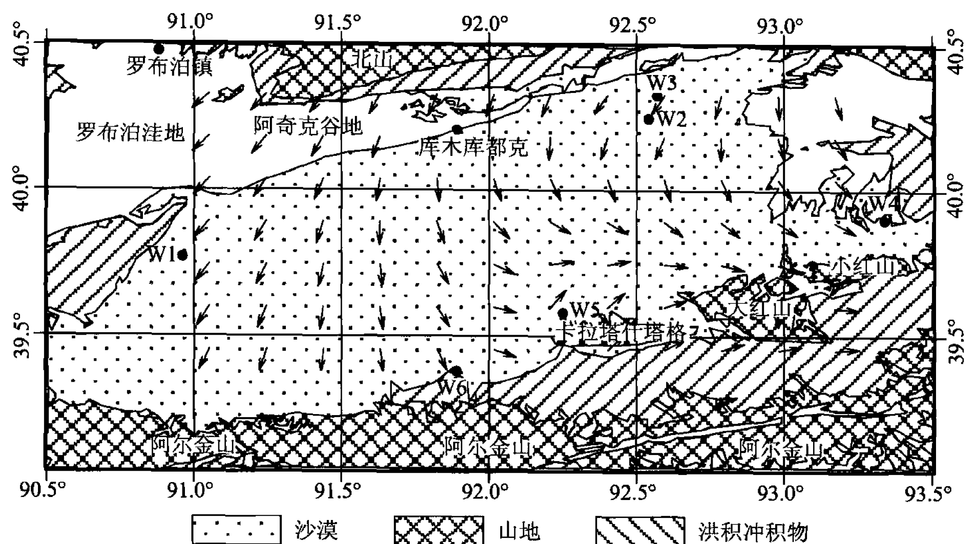


图 4-30 库姆塔格沙漠年输沙方向形势图

Fig. 4-30 Annual sand drift direction in the Kumtagh Desert

2. 时间变化

图 4-31 为库姆塔格沙漠逐月输沙势变化图。受环流特征、下垫面以及区域地貌的影响，不同区域的月输沙势变化特征不同。月输沙势具有以下特征：

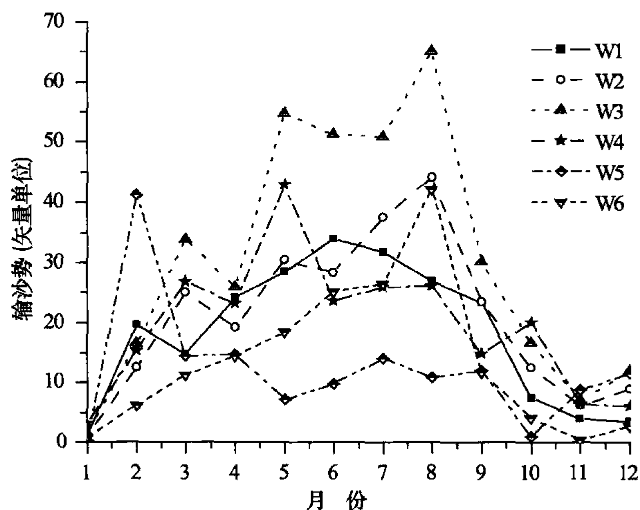


图 4-31 库姆塔格沙漠逐月总输沙势变化图

Fig. 4-31 Monthly variation in drift potential in the Kumtagh Desert

（1）西北部和北部月输沙势沙漠大于南部和东部。

（2）月输沙势具有明显的区域特征，可以划分为西部、北部、东部和南部 4 个区

域。西部月输沙势分布表现为抛物线形式，6 月最大，最大值为 30 左右；1 月和 12 月最小，不到 5。北部和东部的月输沙势分布特征相似，4～9 月月输沙势较大，其中 9 月最大。北部最大可达 70 左右，东部最大可达 40 左右。南部总体月输沙势较小，除卡拉塔什塔格北部地区在 2 月异常外，其他月份区别不明显。

图 4-32 为库姆塔格沙漠逐月合成输沙势变化图。

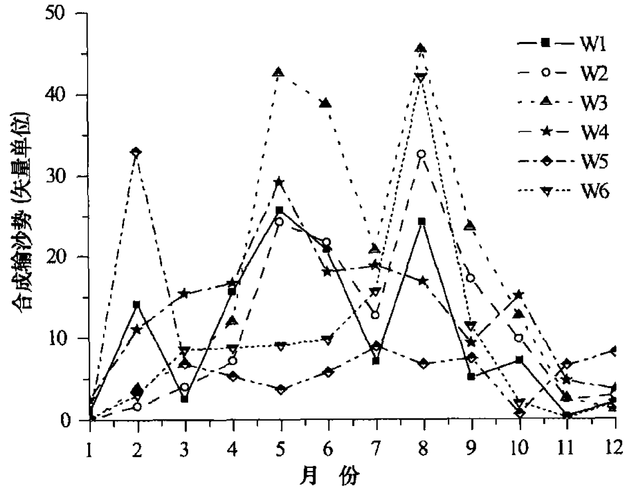


图 4-32 库姆塔格沙漠逐月合成输沙势变化图

Fig. 4-32 Monthly variation in resultant drift potential in the Kumtagh Desert

库姆塔格沙漠的月合成输沙势的分布趋势与月输沙势很相似，也是自北向南逐渐减小，具有以下特征：

（1）沙漠西北部和北部的月合成输沙势大于南部和东部。

（2）月合成输沙势具有明显的区域特征，可以划分为西部、北部、东部和南部 4 个区域。西部和北部月合成输沙势分布表现为双峰形式，4～9 月较大，存在两个较大的月份，其中 9 月最大，其次为 5 月。东部的月合成输沙势也呈现不对称的抛物线形式，5 月是最大的月份，最大可达 30 左右，其余月份都较小。南部月合成输沙势总体较小，除卡拉塔什塔格北部地区在 2 月特别异常外，其他月份区别不明显。

图 4-33 为库姆塔格沙漠逐月 RDP/DP 比值（方向比率）变化图。库姆塔格沙漠的方向比率在沙漠不同区域不同，具有表现为：

（1）沙漠西部的方向比率比较复杂，低比率、中等比率和大比率都有，而且呈交错分布。

（2）沙漠北部的方向比率在 4～11 月为中等比率，其余月份为低比率。

（3）沙漠东部全年的方向比率属于中等。

（4）沙漠南部阿尔金山北麓的方向比率也比较复杂，各种比率都有。1 月为低比率，8 月、9 月为大比率，其余月份为中等比率。

（5）沙漠南部的卡拉塔什塔格山附近，1 月、2 月属于大比率，其余月份为中等比率。

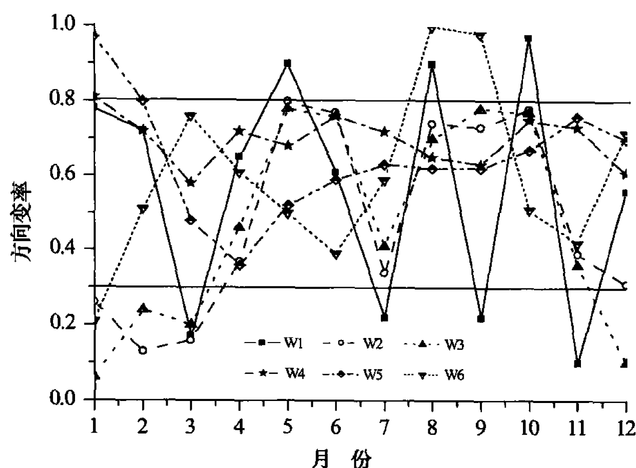


图 4-33 库姆塔格沙漠逐月 RDP/DP 比值变化图

Fig. 4-33 Monthly variation in RDP/DP ratio in the Kumtagh Desert

图 4-34 为库姆塔格沙漠逐月合成输沙势方向变化图。由图可以看出，库姆塔格沙漠逐月合成输沙势方向具有以下特点：

(1) 合成输沙势方向有明显的区域特征，可以划分为沙漠西部、北部、东部、南部以及卡拉塔什塔格山 5 个区域。

(2) 沙漠西部和北部的合成输沙势方向为东北和东南方向，主要以东北方向为主。沙漠东部和南部阿尔金山北麓地区主要以西北为主，但在沙漠南部阿尔金山北麓，方向比较复杂，在各个方向都有分布。

(3) 1 月、4 月、7 月和 10 月为合成输沙势方向发生变化的月份。

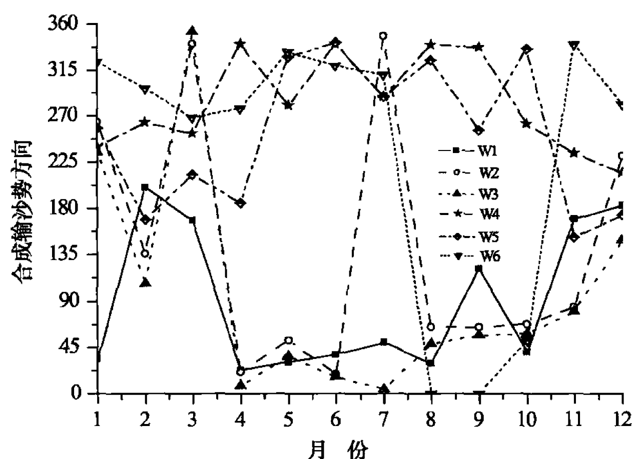


图 4-34 库姆塔格沙漠逐月输方向变化图

Fig. 4-34 Monthly variation in drift direction in the Kumtagh Desert

4.5 小　结

风况是决定风沙地貌的动力因素，沙漠的不同区域，风况特征不同。库姆塔格沙漠年平均风速沙漠北部较大，有自北向南逐渐降低的趋势。在沙漠的不同区域，影响区域风沙地貌形成与演化的主导风向不同，沙漠西部为东北风和东南风两组风向，对应的沙丘类型为格状沙丘。沙漠北部为东风和东北偏东风，对应的沙丘类型为线形沙丘。沙漠东部和南部受地形的影响，盛行风向发生变化，而且地形越复杂，风向也越复杂。沙漠东部为西南偏南风、东北风和东南风，对应的沙丘类型主要以星状沙丘或复合型沙丘为主。沙漠南部的卡拉塔什塔格山为东北风、西北风和西南风，对应的沙丘类型主要以星状沙丘或复合型沙丘为主。沙漠南部阿尔金山北麓为西风、西北偏北风和东南风，对应的沙丘类型为星状沙丘及复合横向沙山分布。

在库姆塔格沙漠，由于受地形的影响，昼夜风向明显，白天风向比较复杂，但夜间风向比较集中。

库姆塔格沙漠周围群山环绕，气流在遇到障碍物时发生分离、转向和辐合；在气流发生变化的区域，沙丘的走向和沙丘类型变得复杂。

库姆塔格沙漠风沙活动强烈，沙漠北部、中部等绝大部分地区属于中风能环境，仅南部阿尔金山北麓属于低风能环境。同样，在该区域 RDP/DP（方向变率）也是自西向南逐渐降低，也与前人对沙丘类型与风况特征的研究结果吻合，即沙丘类型越复杂，方向变率越小，在库姆塔格沙漠，自西向南沙漠由线形沙丘逐渐向星状沙丘过渡。沙漠的西北部、北部和东北部，沙物质的输送方向为东北。西南部自中部向边缘由西南逐渐变为东北，东部为西北，东南部自中部向边缘由西南逐渐变为西北。

参 考 文 献

李江风．2002. 沙漠气候．北京：气象出版社．

李江风．2003. 塔克拉玛干沙漠和周边山区天气气候．北京：科学出版社．

屈建军，廖空太，俎瑞平等．2007. 库姆塔格沙漠羽毛状沙垄形成机理研究．中国沙漠，27（3）：349－355.

Al-Awadhia J M，Al-He A，Al-Enezi A. 2005. Sand drift potential in the desert of Kuwait. Journal of Arid Environments，63：425－438.

Bullard J E. 1997. A note on the use of the "Fryberger method" for evaluating potential sand transport by wind. Journal of Sedimentary Research，67：499－501.

Edwin D M. 1993. 世界沙海的研究. 赵兴梁译. 银川：宁夏人民出版社．

Fryberger S G. 1979. Dune forms and wind regime. In：McKee E D（Ed.）. A Study of Global Sand Seas，USGS Professional Paper，vol. 1052. US Geological Survey and United States National Aeronautics and Space Administration，Washington，DC. 137－169.

Lancaster N. 1995. Geomorphology of desert dunes. London：Routledge.

Lancaster N. 1985. Wind and sand movement in the Namib sand sea. Earth Surface Processes and Landforms，10：607－619.

Livingstone L, Warren A. 1996. Aeolian geomorphology: an introduction. Harlow: Longman.

Pearce K I, Walker I J. 2005. Frequency and magnitude biases in the "Fryberger" model, with implications for characterizing geomorphically effective winds. Geomorphology, 68: 39—55.

Saqqa A S, Saqqa A W. 2007. A computer program (WDTSRP) designed for computation of sand drift potential (DP) and plotting sand roses. Earth surface progress and landforms, 32: 832—840.

Wasson R J, Hyde R. 1983. Factors determining desert dune type. Nature, 304: 337—339.

第 5 章　风沙地貌类型与分布

风沙地貌类型是认识风沙地貌的基础，也是风沙地貌研究成果的总结。库姆塔格沙漠虽然在中国流动沙漠中面积属较小，但风沙地貌类型复杂多样，而且具有尚未在其他沙漠中报道的独特风沙地貌类型，如耙状线形沙丘和沙砾碛。库姆塔格沙漠的主要风积地貌类型包括风成沙波纹、风成沙砾浪、平沙地、灌丛沙堆、新月形沙丘及沙丘链、新月形沙垄、复合横向沙山、反向沙丘、线形沙丘、树枝状沙丘、复杂纵向沙垄和沙山、格状沙丘、星状（金字塔）沙丘和沙山册以及复杂星垄状沙山等。主要风蚀地貌类型包括风棱石、风蚀戈壁、雅丹和沙砾碛等。各种风沙地貌有其分布规律，反映风沙地貌形成因素的区域差异。

揭示风沙地貌的区域变化规律是区域风沙地貌学研究的重要任务。其现实意义是为风沙地貌条件的改造利用和认识区域环境特征提供依据，科学意义是验证和完善风沙地貌学理论。风沙地貌形态学和形成过程是风沙地貌学研究的核心问题，其理论基础是过程决定形态，而形态反映过程。所谓风沙地貌过程，指的是风沙运动过程，包括风沙运动的形式、强度和方向等，受许多复杂因素的影响，如气流运动特征、地表沉积物特征、地表起伏、障碍物和覆盖物等。所有这些因素都有区域差异，所以，风沙地貌过程及由此产生的风沙地貌类型也具有区域差异，使各地沙漠的风沙地貌各具特色。如在中国沙漠中，塔克拉玛干沙漠腹地以高大复合纵向沙山为特色，古尔班通古特沙漠以固定、半固定沙丘为特色，巴丹吉林沙漠以高大复合反向沙山为特色，腾格里沙漠则以格状沙丘为特色。即使在同一沙漠，风沙地貌形成过程的区域分异也会导致多种风沙地貌类型及其区域差异。库姆塔格沙漠具有多种风沙地貌类型，而且风沙地貌类型的复杂性甚于中国其他流动沙漠，如塔克拉玛干沙漠、巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠等。为什么能够形成如此复杂的风沙地貌类型则是需要风沙地貌工作者回答的问题。本章将从认识风沙地貌类型人手，进而分析风沙地貌类型的分布规律，为进一步讨论风沙地貌的形成过程奠定基础。

风沙地貌是风力作用下地表沉积物侵蚀和堆积的产物，堆积过程形成风积地貌，而侵蚀过程形成风蚀地貌。库姆塔格沙漠既有多种多样的风积地貌，也有典型的风蚀地貌，本章将对其分别进行分析与讨论。

5.1 风积地貌

5.1.1 风成沙波纹与风成沙砾浪

风积地貌是由气流性质或地表性质等变化产生的风成沉积物的堆积体。风积地貌的空间尺度及其形成的时间尺度跨度很大，空间尺度，如高度，小至冲击沙波纹，不足 1 mm；大至高大沙山，如巴丹吉林沙漠的高大沙山，可达 500m 左右。风积地貌形成的时间尺度短至数秒，长至数万年。风沙地貌学一般认为，风积地貌的形成过程是高度非线性的，不同时空尺度的风积地貌遵循不同甚至是截然不同的形成原理，所以，将风积地貌依空间尺度区分为风成波纹、沙丘和沙山（巨型沙丘；Wilson，1972），所对应的空间尺度列于表 5-1。

表 5-1 Wilson 风积地貌分级

Table 5-1 Wilson's classification system of landforms formed by aeolian accumulation

风积地貌类型	间距或波长/m	高度/m	起源
沙山（巨型沙丘）	300～5 500	20～450	空气动力不稳定
沙丘	3～600	0.1～100	空气动力不稳定
空气动力沙波纹	0.015～0.25	0.002～0.05	空气动力不稳定
冲击沙波纹	0.05～2.0	0.0005～0.1	冲击机制

关于库姆塔格沙漠风积地貌研究的重点在于沙丘，但风成沙波纹和砾浪在库姆塔格沙漠广泛发育，而且极为典型。尽管风成沙波纹和砾浪与沙丘在外部形态特征方面有相当的相似之处，但我们认为两者的形成机制有很大不同。风沙地貌学界有部分学者认为，风成沙波纹和沙丘有发生学上的关系，沙波纹最终可以发展为沙丘，但绝大多数认为，两者没有发生学上的联系，所以沙波纹不会发展为沙丘。所以，我们在讨论沙丘类型与分布之前，将风成沙波纹和砾浪进行单独介绍。

风成沙波纹和砾浪虽然在风沙地貌学文献中经常出现，但两者的区别如何界定尚无定论。大多数风沙地貌研究者(Pye et al.，1990；Thomas，1997）倾向于根据尺度来区分沙波纹与砾浪，大致将波长小于 250 mm 者称作沙波纹，而将更大者称作砾浪。根据文献报道，砾浪的波长可以超过 20 m(Greeley et al.，1985)。Ellwood 等(1975）的理论分析和研究指出，沙波纹与砾浪没有本质的区别，仅是大小不同而已。所以，在一般的风沙地貌学文献中将风成沙波纹和砾浪统称为风成波纹，将风成波纹进一步分为常态或弹道沙波纹、砾浪或巨型沙波纹、流体阻力或空气动力学沙波纹。我们在此将风成沙波纹和砾浪区分开来是因为在库姆塔格沙漠二者的区别是十分明显的。

1. 风成沙波纹

风成沙波纹是风吹过松散沙质地表时，在短时间内形成的、呈波状起伏、随风快速变化的微风沙地貌，有的学者将其称作微沙丘、沙波纹或沙纹，相当于文献中所指的常态沙波纹。我们用“风成沙波纹”一词，以区别于水下沙波纹，因风成沙波纹在形态、尺度甚至形成机制等方面与水下沙波纹极为相似。

像其他沙漠一样，库姆塔格沙漠风成沙波纹的分布极为普遍，一般是叠置在沙丘上的次级风成地貌类型。从沉积物粒度组成来看，细沙、中沙和粗沙均能够形成沙波纹。从发育的地貌部位来看，风成沙波纹可以发育在平沙地、起伏沙地，叠置在沙丘坡脚、迎风坡，甚至背风坡。在斜坡上发育的风成沙波纹，其走向有与坡向垂直的，也有与坡向斜交的，障碍物附近可以形成反映气流绕流特征的风成沙波纹。虽然，我们在此将风成沙波纹归于风积地貌，但在库姆塔格沙漠，它们在净风蚀区、净风积区和蚀积平衡区都有发育。按照我们对风成沙波纹的定义，其形成的时间尺度对应于一次风沙活动事件，一般为数分钟或数十分钟。所以，风成沙波纹的走向与风向垂直，排列有序（图 5-1)，对风向有很好的指示作用。波长与高度之间的比例关系比较一致（图 5-2)，与其他沙漠的风成沙波纹有较好的一致性（Sharp，1963；Walker，1981)，且颗粒越粗，这个比例越小。风成沙波纹迎风坡较缓，约 6°～11°，而背风坡较陡，约 18°～28°，一般由两段组成，上段较陡，下段和缓。野外观察发现，风成沙

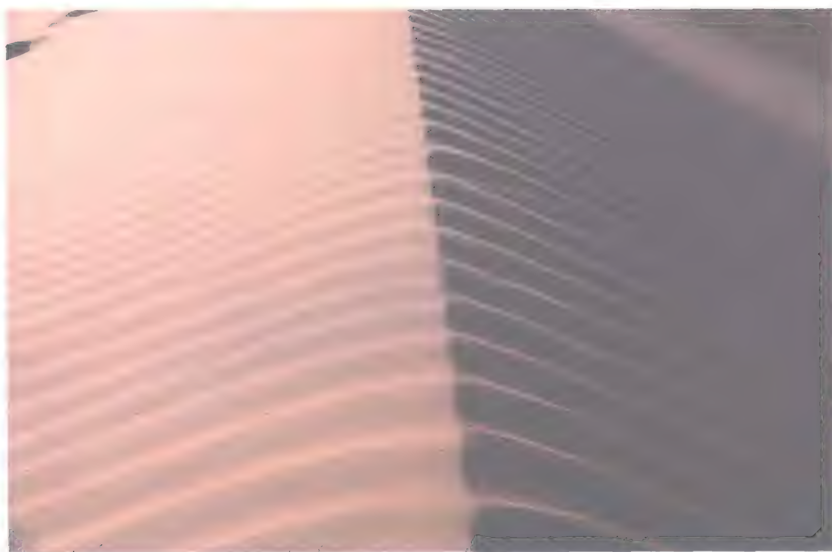


图 5-1　库姆塔格沙漠的典型沙波纹

Fig. 5-1　Typical sand ripples in the Kumtagh Desert

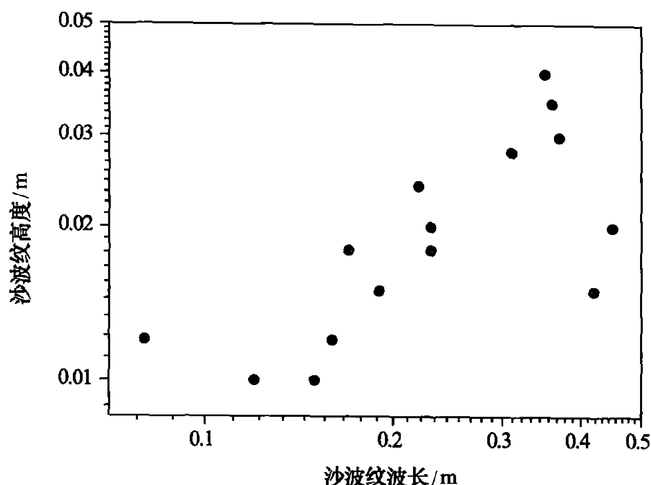


图 5-2 库姆塔格沙漠风成沙波纹波长与高度之间的关系

Fig. 5-2 Relationship between the wavelength and height of aeolian sand ripples in the Kumtagh Desert

波纹的大小受风速和粒度组成的影响，风速和沙粒粒径愈大，形成的沙波纹也愈大。组成风成沙波纹的沙粒粒径一般较其下伏沉积物粗，风成沙波纹不同部位的颗粒组成不同，脊部最粗，而且母质沉积物分选愈差，风成沙波纹不同部位的粒度组成差别愈大。

2. 风成沙砾浪

风力作用于颗粒较粗的地表时，形成主要由砾石组成的波状起伏风沙地貌，我们将其称作风成沙砾浪，以别于其他环境下形成的砾浪，如冰川和冻土环境中的砾浪(Duck et al.，1981)，相当于有些文献中提到的巨型沙波纹，在我国地貌学著作（吴正，1987）中也有呈沙脊的。我们认为，砾浪与风成沙波纹的区别在于（图 5-3)：

（1）粒度组成。组成沙波纹的上限颗粒为粗沙，而组成砾浪的颗粒主要为粒径大于粗沙的极粗沙和砾石，库姆塔格沙漠的砾浪甚至有直径大于 50mm 的粗砾。

（2）砾浪是在很强的风力作用下形成的，都发育在强烈风蚀区，所以称其为风积地貌，实属勉强。沙波纹一般形成于中等强度的风力作用，风力太强就会消失(Pye et al.，1990)。

（3）砾浪的空间尺度范围大，其波长从数十毫米到 20 m 以上。库姆塔格沙漠砾浪的最大波长可达 18 m，高度超过 0. 5 m。

（4）砾浪的形成时间较长，时间尺度的跨度较大，所以一旦形成，维持的时间也较长。砾浪的形成至少要几个小时，特大砾浪的形成甚至需要数十年，甚至数百年(Bagnold，1941)。野外调查发现，库姆塔格沙漠粗砾浪的形成时间有数十年。

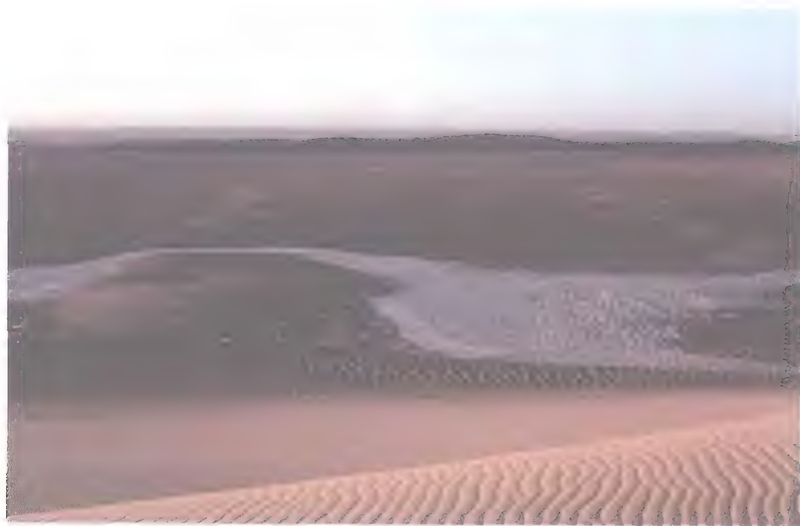


图 5-3　风成沙波纹（近处）和风成砾浪（远处）的对比
Fig. 5-3　A contrast of aeolian sand ripples (at close range) and gravel ridges (at distance)

由第 3 章可知，库姆塔格沙漠风力强劲，而且有广泛分布的洪积冲积物，极粗沙和砾石分布的面积大，所以砾浪较为发育。库姆塔格沙漠的砾浪可以分为 3 种类型，即细砾浪、粗砾浪和埋藏砾浪。

1）细沙砾浪

大多分布在丘间，特别是线形沙丘间的宽阔平地、雅丹地貌间，也有分布在沙丘迎风侧中下部的极粗沙沉积物上的（图 5-4）。组成细砾浪的沉积物为极粗沙和极细砾，粒径多在 2～4 mm 间，波长数十毫米至 2 m 左右，高度数毫米至 100 mm 多。与风成沙波纹相比，细砾浪的形态较为复杂，反映其并非是一次风沙事件的产物，而是多次风沙事件反复作用的结果，但从其排列的方向可以辨识当地的主导风向，一般垂直于主导风向。细砾浪的形态特征有直线型和蜿蜒型（图 5-5）。蜿蜒型砾浪的形状与新月形沙丘链类似，但弯曲面并不能够很好地反映风向。与风成沙波纹相比，细砾浪的两坡较为对称，反映两个相反方向风的来回作用。细砾浪的粒度组成具有明显的双峰型或多风型特征，相对细粒组分分布于粗粒组分之间。由于表层的细粒组分经常被风吹蚀，所以，细砾浪的下伏沉积物往往含有较多的细粒物质。库姆塔格沙漠的细砾浪包括简单型和复合型，但以后者更为普遍，即尺度较小的次级细砾浪叠置在更大尺度的细砾浪之上，反映出，细砾浪是多次风沙事件的产物。

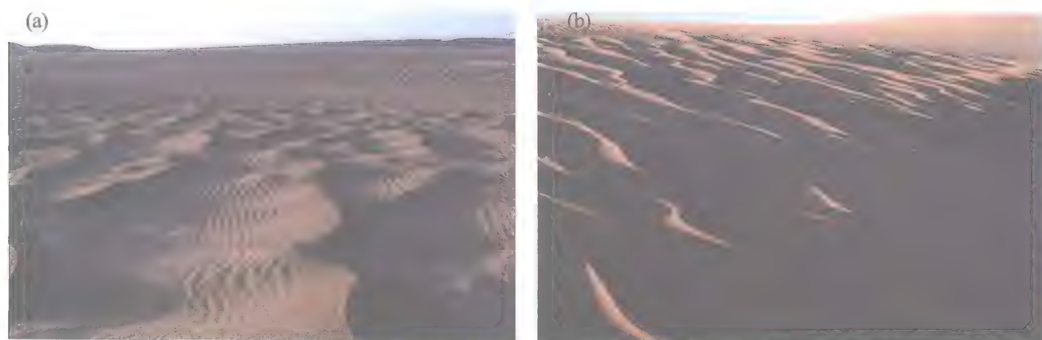


图 5-4　分布于宽阔丘间平地（a）和沙丘迎风侧（b）的细砾浪

Fig. 5-4　Fine gravel ridges developed in inter-dune flats (a) and on the windward slope of a sand dune (b)

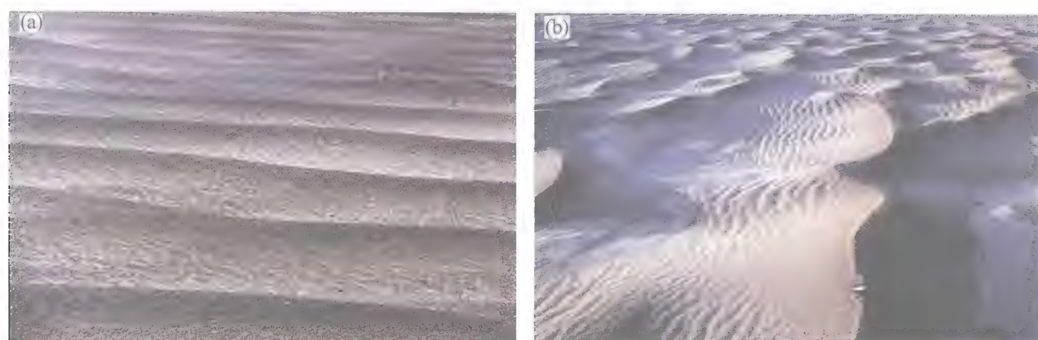


图 5-5　直线型细砾浪（a）和蜿蜒型细砾浪（b）

Fig. 5-5　Straight fine gravel ridges (a) and winding fine gravel ridges (b)

（近处的沉积物的颜色较浅，表明颗粒组成较细；远处沉积物颜色较深，表明颗粒组成较粗）

2）粗沙砾浪

多分布于沙漠边缘和嵌入沙漠内部的戈壁上，如沙漠北部的雅丹国家地质公园附近、小泉沟沟口等地。沙漠南部，洪积冲击物虽然十分发育，但受洪水的影响较为频繁，所以不能形成砾浪。与细砾浪相比，粗砾浪的突出特征是，组成砾浪的砾石粒径较粗、尺度较大。如雅丹地质公园入口处的砾浪（图 5-6），表层砾石直径一般 10～30mm，最大者可达 80mm，下伏沉积物粒度组成明显细得多。砾浪高度一般在 0.2～0.6 m 间，砾浪间距最大可达 13m，呈现为横向或新月形，基本与当地盛行风向垂直，有类似新月形沙丘的落沙坡，但坡度较小，一般为 20°～25°，粗砾间经常有中细沙及粗沙堆积（图 5-7）。迎风坡长而和缓。

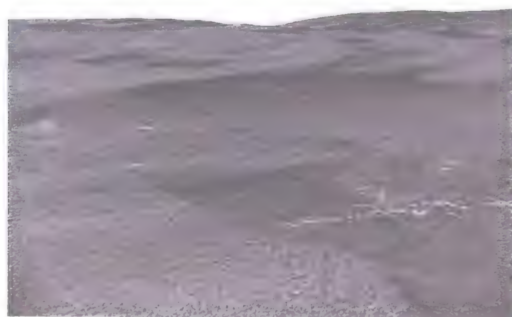


图 5-6　雅丹地质公园入口处的粗砾浪

Fig. 5-6　Coarse gravel ridges in the east of Yardang National Geological Park

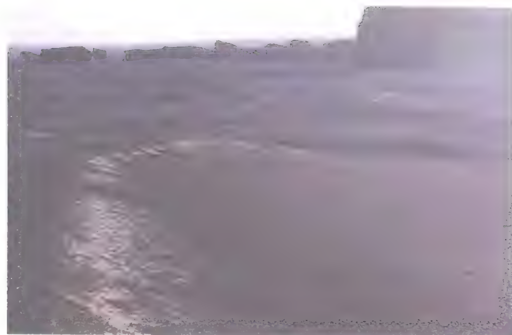


图 5-7　粗砾浪背风侧粗砾间的中细沙堆积

Fig. 5-7　Fine and medium sand deposits among coarse gravels in the lee of the coarse gravel ridges

根据野外测量结果，库姆塔格沙漠无论是细砾浪，还是粗砾浪，间距与高度之间显示出较好的相关性（图 5-8），而且这种相关关系与风成沙波纹波长与高度之间的关系（图 5-2）很接近，与世界其他沙漠的研究结果有较好的可比性。

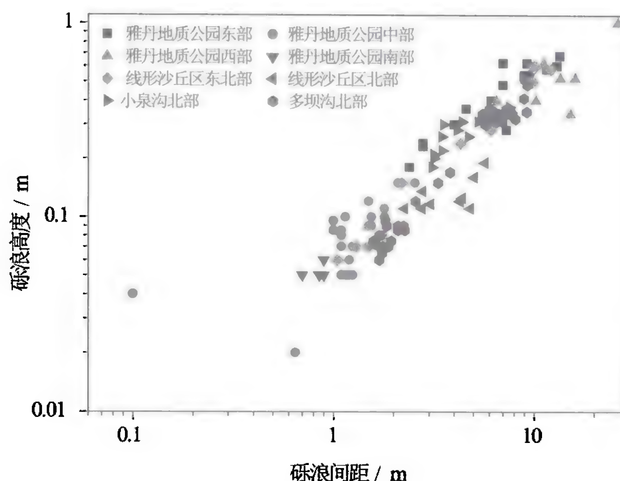


图 5-8　库姆塔格沙漠粗砾浪间距与高度的关系

Fig. 5-8　Relationship between the spacing and height of coarse gravel ridges in the Kumtagh Desert

3）埋藏沙砾浪

像其他沙漠一样，库姆塔格沙漠在地质历史时期也曾经历气候变化，导致沙漠和风沙地貌形成与演变过程的阶段性和周期性，即使是局地性临时堆积条件的变化也会引起风积地貌的变化。最典型的是，由与发育环境的变化，使前期形成的地貌被后期的沉积物覆盖，保存在地层中。库姆塔格沙漠普遍分布保存在地层内部的沙砾浪，我们将其称作埋藏沙砾浪（图 5-9）。埋藏沙砾浪以细沙砾浪为主。

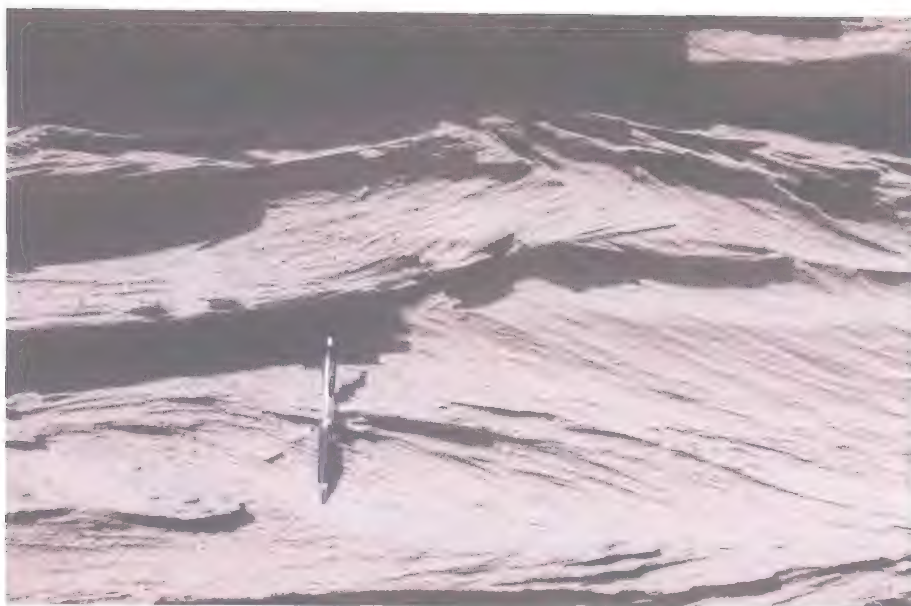


图 5-9　库姆塔格沙漠北部的埋藏沙砾浪

Fig. 5-9　Buried gravel ridges in the north of Kumtagh Desert

5.1.2　沙丘分类

1. 沙丘分类基础

沙丘是库姆塔格沙漠风积地貌研究的重点，关于沙丘类型及其分布研究，首先要解决沙丘分类问题。所以，本章以稍长的篇幅来专门探讨沙丘的分类问题。自有风沙地貌研究以来，沙丘分类就一直是风沙地貌学家关注的课题，所以沙丘分类本身就是风沙地貌学研究的内容。国内外学者已提出数十个沙丘分类方案，而且随着沙丘地貌学研究的深入，新的分类方案仍然在不断被提出。沙丘分类之所以出现各种不同的方案是因为沙丘分类是一项高度综合性的工作，需要对沙丘类型及其形成有比较全面的了解。然而，全球沙漠中的沙丘类型复杂多样，尽管 100 多年来，沙丘地貌学研究已深入到许多地区的沙漠，取得了长足进展，但远未涵盖所有沙丘类型。造成沙丘分类分歧意见的原因有：

（1）沙丘地貌学研究的区域性。不同沙漠沙丘类型不同，所以不同研究者通过对不同沙漠的研究提出不同的分类系统。例如，有针对热带沙漠的分类系统、温带沙漠的分类系统，干旱区沙漠的分类系统，半干旱甚至半湿润地区沙地的沙丘分类系统。据董玉祥（2000）报道，仅就针对海岸沙丘已提出若干分类系统。

（2）沙丘分类的目的不同。有的沙丘分类系统是基于实用性，如根据沙丘的活动性分为固定沙丘和流动沙丘等。有的沙丘分类系统则着重考虑其地貌学和气象学解释。

(3) 分类原则不同。有的分类系统依据沙丘形态学特征，有的分类系统依据沙丘形成的动力学过程，也有的分类系统依据组成沙丘的沉积物特征、植被覆盖状况和下伏地形特征等。

(4) 沙丘类型术语的混乱。据 McKee (1979) *A Study of Global Sand Seas* 的整理，目前描述世界不同地区沙丘类型的术语达 500 余种。虽然新月形沙丘、横向沙丘、线形沙丘等术语被广泛接受，但在世界各地仍有不同的名称，对沙丘类型的比较造成困难。所以，将现有的主要沙丘分类系统加以分析将有助于沙丘类型以及风沙地貌学研究的深入开展，使中国风沙地貌工作者的研究成果与国际研究接轨，便于学术交流。所以，在介绍库姆塔格沙漠沙丘类型之前，有必要回顾和评述国际风沙地貌学界关于沙丘分类的研究现状。本节将评述国内外目前的主要沙丘分类系统，在此基础上理出沙丘分类中存在的问题，提出进一步研究的建议。

国内外现有沙丘分类系统较多，有公开发表的，也有未公开发表的。我们在此选取不同年代公开发表的代表性沙丘分类系统进行评述，以掌握沙丘分类学研究的历史、现状与发展趋势。

1) Melton 分类系统

Melton(1940)在研究美国南大平原地区的沙丘发育时，曾提出一个尝试性的沙丘分类系统（表 5-2）。他认为，自然界的沙丘可以分为简单沙丘和复杂沙丘。但是由于风况、沙源供应以及植物等的影响，沙丘大多为复杂类型。然而只有在充分认识简单沙丘基础上，才能研究复杂沙丘的形成和发育历史。所以，他针对简单沙丘进

表 5-2 Melton (1940) 的简单沙丘分类系统

Table 5-2 Melton's (1940) simple dune classification system

一级类型	二级类型	三级类型
松散无植被地表的沙丘	新月形沙丘	
	横向沙垄	
	独立横向沙垄	
	背风面沙丘	风影区线形沙丘
		灌丛沙丘
		邻源下风向（Source-bordering lee dunes）沙丘
有植被覆盖地表的沙丘	灌丛沙丘群	
	风蚀坑或抛物线沙丘	
	长条形风蚀坑沙丘	
	瓢积物沙丘（winddrift dunes）	

行了分类。显然，由于研究区域的限制，该沙丘分类系统竟然连一些重要沙丘类型如线形沙丘和星状沙丘都没有涵盖。一级沙丘类型有比较明确的分类原则，但进一步的分类则没有明确的原则，而且出现沙丘类型交叉的现象，如灌丛沙丘同时出现与松散无植被地表和有植被覆盖地表类型中。每种沙丘类型缺乏地貌学意义上的内涵，只是对所区分出沙丘的植被和沙源丰富程度进行了描述。如新月形沙丘系指非沙质地表上的孤立沙丘，类似于戈壁上的孤立沙丘，事实上这类新月形沙丘在全世界的新月形沙丘中所占比例很小。横向沙垄系指形成于深厚、广阔和无植被的沙质地表，而独立横向沙丘则形成于无植被的沙质地表，沙质沉积物的厚度较小，经常受人类活动的干扰。该分类系统的主要贡献是提出“横向沙丘”的概念，对其理解与现代沙丘地貌学中的解释是一致的。

2）Bagnold 分类系统

Bagnold（1941）分类系统（表 5-3）主要根据其在非洲北部，特别是利比亚沙漠的考察成果，只是对所见到的几种风沙堆积现象进行简单归纳，并非真正意义上的沙丘分类，对一些重要的沙丘类型，如星状沙丘（或金字塔沙丘）仍未涵盖。沙丘分类的依据比较混乱，如其一级类型的划分有依据障碍物的，有依据形态的，也有依据沉积物粒度组成的。该分类系统的突出贡献在于提出了新月形沙丘和纵向沙丘两种基本沙丘类型，并从成因对其加以区分。他关于这两类沙丘形成过程的理论仍然影响现代沙丘地貌学研究。

表 5-3　Bagnold（1941）沙丘分类系统

Table 5-3　Bagnold's（1941）dune classification system

一级类型	二级类型
有障碍物形成的风沙堆积	风影区堆积
	飘积物
真正的沙丘	新月形沙丘
	纵向（赛夫）沙丘
赛夫沙丘间的蚀余粗沙堆积（鲸背沙丘，whaleback）	
和缓的大尺度起伏	

3）Fedorovich 分类系统

Fedorovich（1948）分类系统（表 5-4）主要依据原苏联风沙地貌工作者在亚洲中部卡拉库姆沙漠的考察成果，是提出较早的比较完整的地貌学意义上的沙丘分类系统。该分类系统依据动力和形态学，采用三级分类，各级具有明确的分类原则与指征。第一级分类依据气候带，第二级分类依据大气环流与风况，第三级分类依据沙丘形态。该分类系统对沙丘地貌分类研究的最重要启示是提供了依据形态与动力学对沙

表 5-4 Fedorovich（1948）沙丘分类系统

Table 5-4 Fedorovich's（1948）dune classification system

一级类型	二级类型	三级类型
热带沙漠的新月形沙丘	信风型	沙饼 雏形新月形沙丘 对称新月形沙丘 不对称新月形沙丘 纵向新月形沙丘 复合纵向新月形沙丘
	季风-弱风型	新月形沙丘群 单个新月形沙丘链 复合新月形沙丘链
	对流和干扰型	圆斗状新月形沙丘 金字塔新月形沙丘 交错的复合新月形沙丘
温带荒漠地区的半固定沙丘	信风型	草灌丛沙堆 小沙垄 纵向沙垄 大小相同的沙垄
	季风-弱风型	沙垄-梁窝状沙地 梁窝状沙地 草耙形梁窝状沙地 不对称横向沙垄
	对流和干扰型	蜂窝状沙地 大型蜂窝状沙地 金字塔沙丘 格状沙丘
非荒漠区的丘状沙地	信风型	海滨沙堤 抛物线沙丘 发针形沙丘 双生纵向沙垄 复合抛物线沙丘
	季风-弱风型	半圆形小沙丘 半圆形大沙丘 半圆形复合沙丘
	对流和干扰型	单个小环状沙丘 环状沙丘群 复合同心圆状沙丘

丘进行分类的思路。近年来，越来越多的沙丘分类倾向于形态-动力学。与此之前的分类系统相比，Fedorovich 分类系统很详尽，涵盖了大多数主要沙丘类型，提出的沙丘类型达 35 种之多。

现代风沙地貌的研究成果表明，Fedorovich 分类系统有以下几个方面的不足：

(1) 沙丘类型与气候带并无直接的关系。例如，主要沙丘类型，新月形沙丘、线形沙丘以及星状沙丘等可以出现在任何气候带，最近在南极的维多利亚谷地种也发现了典型的新月形沙丘。实际上，在表 5-4 中就存在同一种沙丘类型在不同气候带出现的现象，使分类系统中沙丘类型有重复现象。

(2) 二级类型划分以大气环流为依据，含有动力学的意味，但对于理解沙丘形成来说，仍然显得过于概括。而对于沙丘形成来说，最重要的是当地风况。所以，该分类系统将发育于很不相同的两种风况的沙丘，新月形沙丘和纵向沙丘归入同一大气环流类型——信风型中。

(3) 沙丘类型命名不够规范。出现了诸如纵向新月形沙丘、金字塔新月形沙丘、圆斗状新月形沙丘等沙丘地貌学的名称。根据目前的认识，新月形沙丘、纵向沙丘、金字塔形沙丘是有截然区别的，所以在名称使用上要将其明显地分开，以免引起混淆。

(4) 没有区别沙丘的组合形式与沙丘类型。如将新月形沙丘群、环状沙丘群、复合同心圆状沙丘等作为沙丘类型，实际上这些反映的是沙丘的空间组合形式。

(5) 沙丘类型的隶属关系，即逻辑关系不够清晰，甚至比较混乱。

虽然有以上不足，但 Fedorovich 分类系统表明，当时对沙丘地貌学的认识已较之前深入了很多。

4) McKee 分类系统

20 世纪 70 年代以来，遥感影像为风沙地貌研究者提供了空前丰富的信息，使沙丘分类更客观、更科学，沙丘分类研究取得了突破性进展，集中反映在 E. D. McKee 主编的著作 *A Study of Global Sand Seas* 中。由于有丰富的信息支撑，McKee (1979) 的分类系统不仅是把沙丘形态归并成不同的类型，而且试图把这些类型与特定的沉积环境联系起来。McKee 指出，世界各沙漠中出现的沙丘类型是极其复杂的，沙丘既以单个典型的形态出现，也以多个组合和过渡的类型出现，且以后者为多。他首先将沙丘分为简单（基本）类型、复合类型（由多个同类型沙丘组合而成）、复杂类型（由多个不同类型的沙丘组合而成）。在每大系列沙丘中也会有众多类型。McKee根据沙丘形态特征和落沙坡的个数对基本沙丘做了比较详细的分类（表 5-5）。

McKee 分类系统中的沙丘类型主要是基于卫星影像识别，针对规模较大的沙丘，所以对沙丘类型的涵盖不够，而且采用单级分类，未能较好地体现不同沙丘类型间的关系。该分类系统对沙丘类型的定义和命名对风沙地貌研究产生了重要影响，被广泛地应用。

表 5-5 McKee (1979) 沙丘分类系统

Table 5-5 Mckee's (1979) dune classification system

沙丘类型	落沙坡个数	形态特征
沙片	0	片状，地面开阔平坦
沙条	0	厚度较小、长条状的风沙堆积
穹状沙丘	0	圆形或椭圆形的盾状风沙堆积
新月形沙丘	1	平面图上为新月形
新月形沙垄	1	平面图上为为相互连接的新月形沙丘
横向沙垄	1	不对称沙垄
风蚀坑沙丘	≥1	洼地的环形边缘
抛物线沙丘	≥1	平面上呈 " U" 形
线形（赛夫）沙丘	2	对称沙垄
反向沙丘	2	不对称沙垄
星状沙丘	≥3	自沙丘顶辐射出 3 个或 3 个以上的侧臂

5）Mainguet 分类系统

Mainguet（1984）将沙丘按照活动性分为流动沙丘、半固定沙丘和固定沙丘，着重对流动沙丘进行进一步细分。该分类系统突出的特点是将沙丘分为堆积型和侵蚀型，而且将线形沙丘和线形沙垄分别归属于堆积型流动沙丘和侵蚀型流动沙丘。在风沙地貌学的一般概念中，沙丘都属于堆积地貌。对于复杂多样的沙丘类型来说，表 5-6 中列出的沙丘类型显然太简单，涵盖的沙丘类型有限，不是一个完整的沙丘分类系统，不能客观地反映沙丘类型。

表 5-6 Mainguet (1984) 沙丘分类系统

Table 5-6 Mainguet's (1984) dune classification system

二级类型	三级类型
堆积型流动沙丘	新月形沙丘及横向沙丘链
	线形或伸长型沙丘（简单、复合、复杂）
	星状沙丘
侵蚀型流动沙丘	抛物线沙丘
	沙垄（区别于线形沙丘）
	复杂形状的侵蚀型流动沙丘

6）吴正分类系统

中国风沙地貌学家吴正（1987）根据成因形态原则，采用三级分类系统对中国沙漠地区的沙丘进行了分类（表 5-7）。首先，按沙丘形态与风况之间的关系，区分为

表 5-7 吴正（1987）沙丘分类系统

Table 5-7 Wu's (1987) dune classification system

一级类型	二级类型	三级类型	风况
横向沙丘	流动沙丘	新月形沙丘和沙丘链	单向风或两个相反方向的风
		复合新月形沙丘和复合型沙丘链	
		格状沙丘	两个近于相垂直方向的风
	半固定、固定沙丘	梁窝状沙丘	单向风或两个相反方向的风
		抛物线形沙丘	
		耙状沙丘	
		沙垄-蜂窝状沙丘	两个近于相垂直方向的风
纵向沙丘	流动沙丘	新月形沙垄（赛夫沙丘）	两个锐角相交的风
		沙垄和复合型沙垄	单一方向的风
	半固定、固定沙丘	树枝状沙丘	两个锐角相交的风
多风向作用下的沙丘	流动沙丘	线形复合型金字塔沙丘（线形星状沙丘）	一个或两个相似方向占优势的多向风
		金字塔沙丘（星状沙丘）	若干个风向占优势的多向风
		穹状沙丘（圆形沙丘）	各向风力较为均匀的多向风
	半固定、固定沙丘	蜂窝状沙丘	

三大基本类型：①横向沙丘——沙丘走向与起沙风合成风向垂直或成 60°～90°的交角；②纵向沙丘——沙丘走向与起沙风合成风向平行或成 30°以下的交角；③多风向作用下的沙丘——沙丘形态本身不与起沙风合成风向或任何一个风向相垂直或平行。其次，再按照沙丘固定程度又把每一种基本类型划分为裸露（流动）的和具有植被覆盖（半固定、固定）的两个亚类。最后，对每个亚类根据形态特征进一步做了细分。

吴正分类系统综合了国内外沙丘分类的成果，特别是根据中国沙漠的特点，涵盖了较多的沙丘类型，而且有明确的分类原则和指标，特别是将沙丘的活动性作为沙丘二级类型的指标，具有实用性。但根据现代风沙地貌学的研究成果，该分类系统具有以下几个方面的问题：

(1) 虽然将沙丘动力学作为一级类型指标，但一些沙丘类型的动力学类型归属欠妥。如将两个相互垂直的风向作用下形成的格状沙丘归属于横向沙丘，即单风向作用下的沙丘。我们最近在库姆塔格沙漠的考察发现，格状沙丘的发育环境与星状沙丘较为类似。将穹状沙丘归属于多风向作用下的沙丘。事实上，穹状沙丘在其他风况中也会发育。

(2) 像 Fedorovich 分类系统一样，关于沙丘类型的命名不是国际学术界广泛采用的术语，如梁窝状沙丘、蜂窝状沙丘、新月形沙垄等很难在国际学术论著中找到与之

匹配的术语。

（3）没有明确地区分简单沙丘、复合沙丘和复杂沙丘。

7）Pye-Tsoar 分类系统

在以往沙丘分类的基础上，K. Pye 和 H. Tsoar 在其著作 *Aeolian Sand and Sand Dunes*（Pye et al.，1990）针对简单沙丘，提出了一个比较全面的三级沙丘分类系统（表 5-8）。该分类系统一级类型以床面性质为依据，二级类型没有明确的指征，三级类型则以形态为依据。我们认为，将地形阻挡形成的沙丘独立作为一级沙丘类型是欠妥的，因为回窝沙丘、爬坡沙丘、落坡沙丘中有可能是新月形沙丘、横向沙丘、线形沙丘等，与床面粗糙度变化和空气动力学扰动形成的沙丘类型是重复的；实际上，地形阻挡形成的沙丘中三级沙丘类型并非是形态分类。该分类系统涵盖的沙丘类型也是比较有限的。

表 5-8　Pye-Tsoar（1990）沙丘分类系统

Table 5-8　Pye-Tsoar's（1990）dune classification system

一级类型	二级类型	三级类型
地形阻挡形成的风沙堆积	迎风面堆积	回涡沙丘
		爬坡沙丘
	崖顶堆积	
	背风面堆积	背风面沙丘
		落坡沙丘
床面粗糙度变化和空气动力学扰动形成的风沙堆积	细沙自堆积沙丘	新月形沙丘
		横向沙垄
		无植被线形沙丘
		穹状沙丘
		星状沙丘
	分选差或双峰型沙自堆积沙丘	沙片
		兹巴沙丘
由植被阻挡形成的风沙堆积		抛物线沙丘
		小丘
		植阻线形沙丘

8）Cooke 等分类系统

Cooke 等（1993）依据活动性将沙丘分为固定沙丘、受阻沙丘和流动沙丘三大类。其次，在固定沙丘和流动沙丘中依据形态学进一步分类，而受阻沙丘则依据动力学进一步分类（表 5-9）。该分类系统涵盖的沙丘类型比较全面，与其他分类系统相比，突出的特点是在植物固定沙丘中包含有新月形沙丘，将穹状沙丘归属于横向沙丘。首次将胶结沙丘作为一种新的类型提出。

表 5-9　Cooke 等（1993）沙丘分类系统

Table 5-9　Cooke et al.'s (1993) dune classification system

一级	二级	三级
固定沙丘	胶结沙丘	黏土沙丘 风成砂岩
	植物固定沙丘	灌丛沙丘 海滨沙垄 河滨沙垄 randwallen 新月形沙丘 风蚀坑沙丘
受阻沙丘	迴涡沙丘 爬坡沙丘 背风面沙丘	
流动沙丘	横向沙丘	穹状沙丘 新月形沙丘 新月形沙垄
	线形沙丘	赛夫沙丘 沙垄
	格状沙丘 星状沙丘 沙片 兹巴沙丘	

9）Lancaster 分类系统（1995）

Lancaster（1995）主要基于他在非洲纳米布沙漠的研究，在其著作 *Geomorphology of Desert Dunes* 中提出了沙丘的形态学分类系统（表 5-10）。该分类系统有 3 个方面的突出特点：

（1）将不同主导因素控制的沙丘分别进行分类，如有以风况为主控因素的、以沉积物粒度为主控因素的、以植物固定作用为主控因素的、以地形为主控因素的等。

（2）将沙丘按基本沙丘类型和非基本沙丘类型分别进行分类。按照风况的复杂性将基本沙丘类型分为新月形沙丘、线形沙丘、反向沙丘和星状沙丘。再按照沙源丰富度将新月形沙丘进一步分为新月形沙丘、新月形沙垄和复合新月形沙丘。将线形沙丘进一步分为简单线形沙丘、复合线形沙丘和复杂线形沙丘。

表 5-10 Lancaster (1995) 沙丘分类系统

Table 5-10 Lancaster's (1995) dune classification system

控制因素	一级类型	二级类型	沙源丰富度
风况愈复杂 ↓	新月形沙丘	新月形沙丘	↓
		新月形沙垄	
		复合新月形沙丘	
	线形沙丘	简单线形沙丘（直线型和蜿蜒型）	↓
		复合线形沙丘	
		复杂线形沙丘	
	反向沙丘		
	星状沙丘		
粗沙	沙片		
	兹巴沙丘		
植物固定	灌丛沙丘		↓
	抛物线沙丘		
邻源	沙舌		
地形影响	落坡沙丘		↓
	爬坡沙丘		

(3) 非基本沙丘主要根据沙源的丰富程度、沉积物粒度组成、植物和地形的影响以及距沙源的远近等进一步分类。所以，Lancaster 分类系统实际上主要是依据沙丘形成因素。该分类系统虽然涵盖了世界沙漠中的主要沙丘类型，但仍然具有明显的区域性。

10) Livingstone-Warren 分类系统

为了便于教学，Livingstone 等(1996)在其编著的教科书 *Aeolian Geomorphology: An Introduction* 中提出了一个比较完整的沙丘分类系统（表 5-11）。该分类系统与 Pye 等（1990）和 Cooke 等（1993）的分类系统较为类似，主要依据植物和地形等因素对风沙沉积的影响程度，作为沙丘一级类型的分类依据。该分类系统的突出特点是：①涵盖沙丘类型比较全，沙丘类型术语比较规范。②对自由沙丘的进一步划分主要依据动力形态学，依据比较明确。③将穹状沙丘和反向沙丘归属横向沙丘，而将格状沙丘归属星状沙丘。该分类系统仅对简单沙丘进行分类，未包括复合和复杂沙丘。实际上，在世界各地的沙漠中，以简单类型出现的沙丘所占的比例是很有限的。

表 5-11　Livingstone-Warren（1996）沙丘分类系统

Table 5-11　Livingstone-Warren's (1996) dune classification system

一级类型	二级类型	三级类型
自由沙丘	横向沙丘	横向沙垄
		新月形沙丘
		穹状沙丘
		反向沙丘
	线形沙丘	线形沙垄
		赛夫沙丘
	星状沙丘	星状沙丘
		格状沙丘
	沙片	兹巴沙丘
		沙带
受阻堆积沙丘	植被阻挡形成的沙丘	灌丛沙丘
		抛物线沙丘
		海岸沙丘
		风蚀坑沙丘
	地形阻挡形成的沙丘	廻涡沙丘
		爬坡沙丘
		崖顶沙丘
		落坡沙丘
		沙舌（Lunette）

11）Thomas 分类系统

Thomas（1997）在总结以往沙丘分类研究成果基础上，提出了主要依据沙丘形态及影响其形成的环境因素的分类系统（表 5-12），所依据的分类基础与 Bagnold（1941）早期的分类系统相似，但充分借鉴了 McKee（1979）、Lancaster（1995）以及 Livingstone 等（1996）的分类思想，对一些非基本沙丘类型的归属有不同认识。该分类系统的突出特点是综合考虑了沙丘的形状、落沙坡数、形成风况和移动特征。对基本沙丘类型，如横向沙丘、线形沙丘、星状沙丘等的分类主要依据风况和沙源供应程度，兹巴沙丘和穹状沙丘主要依据沉积物的粒度组成，风蚀坑沙丘和抛物线沙丘则主要依据植物的固定程度，这些思想与 Lancaster 分类思想类似。对于所分出的每种沙丘类型均指出其落沙坡数，则借鉴了 McKee 的分类思想。该分类系统仅涉及简单沙丘，未涵盖复合沙丘和复杂沙丘。

表 5-12 Thomas（1997）沙丘分类系统

Table 5-12 Thomas's (1997) dune classification system

沙丘类型		落沙坡数	控制形态的主要因素	形成风况	移动性质
兹巴沙丘（Zibar）		0	粗沙	多种风况	较少移动
穹状沙丘		0	粗沙	多种风况	较少移动
风蚀坑沙丘		0	植被破坏	多种风况	有时向下风向延伸
抛物线沙丘		1	植被破坏	横向单一风况	沙丘前部慢速移动
横向沙丘	新月形沙丘	1	风况和沙源供应	横向单一风况	前移
	新月形沙垄	1	风况和沙源供应	横向单一风况	前移
	横向沙垄	1	风况和沙源供应	较新月形沙丘复杂	前移
线形沙丘	线形沙垄	1～2	风况和沙源供应	双向风或宽单峰型	顺风向延伸
	赛夫沙丘（Seif）	2	风况和沙源供应	双向风	顺风向延伸
反向沙丘		2	风况和沙源供应	相反方向的双向风	有时有前移
星状沙丘		≥3	风况和沙源供应	复杂多风向	向上加积

2. 沙丘分类存在的问题

上述对不同时期代表性沙丘分类方案的分析表明，100多年来沙丘分类一直伴随风沙地貌学的发展而发展，分类系统不断完善，但存在以下几方面的问题：

1）沙丘分类的原则和依据不统一

这是导致沙丘分类方案不同的主要原因。虽然沙丘形状、风况以及沙源是沙丘分类中考虑最多的 3 个指标，但不同分类系统对这些主要指标的应用不同。综合各家的分类方案，可将沙丘分类的原则分为以下几类：

（1）纯粹的形态学分类，如 McKee(1979）的分类系统主要依据沙丘的形状和落沙坡数。

（2）依据影响沙丘形成的环境因素分类。如 Lancaster(1995）的分类系统主要依据风况复杂程度、沙源丰富程度、沉积物的粒度特征、植被和地形的影响以及距沙源的距离进行分类。

（3）根据沙丘形态和影响沙丘形成的环境因素分类。如 Bagnold(1941)的分类主要考虑了沙丘的形状和地表障碍物。Thomas(1997)的分类系统则考虑了沙丘的形状、落沙坡数、风况和沙丘的移动特征等。

（4）地形和植物等对风沙堆积的影响程度。如 Mainguet（1984）将沙丘按照活动性分为流动沙丘、半固定沙丘和固定沙丘等。Pye 等(1990)分类系统首先将沙丘分为受地形影响的、受地表粗糙度影响的和受植物影响的三大类。Cooke 等（1993）的分类系统将沙丘分为固定的、受阻的和流动的三大类。Livingstone 等（1996）分类

系统首先将沙丘分为自由沙丘和受阻沙丘两大类。

(5) 动力学分类。以 Fedorovich (1948) 为代表的苏联学者将沙丘划分为对流型、信风型、季风-软风型和干扰型等 4 种基本动力类型。吴正 (1987) 将沙丘划分为横向沙丘、纵向沙丘和多风向作用下的沙丘等。

2) 对沙丘形成因素作用的认识不同，也会导致不同的分类原则

尽管在风沙地貌学中已普遍认识到风况在沙丘类型的形成中起着重要作用，而风况包括风力强度和风向两个主要方面，两者在沙丘形成中的作用何者更为重要，则认识不一。如 Hack (1941) 认为，风力强度对沙丘的形成具有重要作用，并认为纵向沙丘是在最强的风力作用下形成的。而 Wasson 等 (1983) 和 Lancaster (1995) 认为，风向在决定沙丘类型中起重要作用，如单一风向作用时形成新月形沙丘，复杂和多风向作用时形成星状沙丘。Fryberger (1979) 认为，风力强度和风向对决定沙丘的形态都具有重要作用，如新月形沙垄形成于较强的单风向风况中，而星状沙丘则形成于各种强度的多风向复杂风况中。大多数沙丘分类没有考虑沙源的丰富度，而一些学者 (Hack，1941；Wasson et al.，1983) 则认为，沙源丰富程度是控制沙丘类型的基本因素。Lancaster (1995) 根据沙源丰富程度，将新月形沙丘分为新月形沙丘、新月形沙垄和复合新月形沙丘，而将线形沙丘分为简单线形沙丘、复合线形沙丘和复杂线形沙丘。

3) 对一些非基本沙丘类型的处理方法不一致

目前对一些常见沙丘，如新月形沙丘、线形沙丘和星状沙丘等的认知比较一致，在所有的沙丘分类系统中意见比较统一，所以这些沙丘被称作基本沙丘类型。但对于诸如爬坡沙丘、落坡沙丘、崖顶沙丘、回涡沙丘、背风侧沙丘、灌丛沙丘、抛物线沙丘、沙舌、兹巴沙丘、穹状沙丘、格状沙丘、反向沙丘等受地形和植被影响的沙丘在不同的分类系统中处理方法不同。因为这些沙丘受局地环境的影响明显，所以被称作非基本沙丘类型。有的沙丘分类系统中甚至没有包含这些非基本沙丘类型。一些非基本沙丘类型在不同的沙丘分类系统中归属不同。如在 McKee、Lancaster 和 Thomas 分类系统中，反向沙丘与新月形沙丘、线形沙丘和星状沙丘等基本沙丘类型并列，而在 Livingstone-Warren 分类系统中将其归属于横向沙丘。穹状沙丘在吴正的分类系统中属于多风向作用下形成的沙丘，在 Cooke 等分类系统和 Livingstone-Warren 分类系统中属于横向沙丘，在 Pye-Tsoar 分类系统和 Thomas 分类系统中则是与横向沙丘、线形沙丘和星状沙丘等基本沙丘类型并列的沙丘类型。格状沙丘在 Fedorovich 分类系统中属于对流和干扰型，在吴正分类系统中属于横向沙丘，在 Livingstone-Warren 分类系统中属于星状沙丘，而在 Cooke 等分类系统中则是与横向沙丘、线形沙丘和星状沙丘等基本沙丘类型并列的沙丘类型。

4）沙丘类型，特别是非基本沙丘类型的术语应用不统一

即使对基本沙丘类型也有不同的表述，如关于风向比较单一的风况下形成的沙丘，在有的分类系统中被称作横向沙丘，而在有的沙丘分类系统中则被称作新月形沙丘，在有的分类中还有称新月形沙垄和横向沙垄的。关于尖双峰型和钝双峰型风况风作用下形成的沙丘，在有的分类系统中被称作纵向沙丘，而在大多数分类系统中则被称作线形沙丘，也有称线形沙垄和纵向沙垄的。有的分类系统对进一步细分出的沙丘类型则更多的采用形象或地方性术语，如 Fedorovich 分类系统和吴正分类采用诸如蜂窝状沙丘、梁窝状沙丘、发针形沙丘等不被学术界广泛接受的术语。

5）许多沙丘类型缺乏明确的定义

目前除了对一些基本沙丘类型，如新月形沙丘、新月形沙丘链、横向沙丘、线形沙丘和星状沙丘等有明确的定义外，对进一步细分出的沙丘和非基本沙丘还没有明确的定义，在大多数情况下，读者只能根据沙丘类型的名称望文生义。

3. 库姆塔格沙漠沙丘分类系统

根据野外考察和遥感影像资料所获得的认识，我们提出了适用于库姆塔格沙漠的沙丘分类系统（表 5-13）。之所以这样做是考虑到：与所有全世界沙漠中所出现的沙丘类型相比，库姆塔格沙漠的沙丘类型要简单得多，所以没有必要采用适用于全球沙漠的复杂沙丘分类系统，但也要考虑与国际学术界普遍接受的沙丘类型与术语的接轨；库姆塔格沙漠有其独特的沙丘类型，如在以往研究中所谓的“羽毛状”沙丘，对其归属也是沙丘分类中必须考虑的。根据动力-形态学原则，我们对库姆塔格沙漠的沙丘进行了分类。首先根据沙丘形成动力学原则，将沙丘分为：不反映主导输沙风向的、反映简单输沙风向（单向风或两个方向相反的风）的、反映双向风作用的和反映复杂多向风作用的；然后根据形态学原则划分出基本沙丘类型，再根据基本沙丘类型的组合分为简单沙丘、复合沙丘和复杂沙丘。根据表 5-13，我们将库姆塔格沙漠出现的沙丘分为 12 种主要类型，即平沙地（相当于以往分类系统中提到的沙片）、灌丛沙丘（包括以往分类系统中的灌丛沙丘和风影区沙丘）、新月形沙丘及沙丘链、反向沙丘、新月形沙垄、复合横向沙山、线形沙丘、树枝状沙丘、复杂纵向沙垄和沙山、格状沙丘、星状（金字塔）沙丘和沙山以及复杂星垄状沙山。在沙丘分类与命名时，也考虑到沙丘高度所产生的视觉效果，将小于 100m 者称作沙丘，而将大于 100m 者称作沙山。

龙城雅丹
Dragon Town Yardang

孔雀河三角洲
Koqche River Delta

白龙堆雅丹
White Dragon Mound Yardang

罗布泊镇
Luobupo Zhen

青石口
Qingshikou

黑山梁
Heishanliang

双尖峰
Shuangjianfeng

骆驼峰
Luotoufeng

黑山口
Heishankou

阿克塔格
Aktagh

盐土岭
Yantuling

盐滩井
Yantanjing

罗布泊洼地
Lop Nor Depression

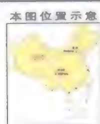
阿奇克谷地
Aqik Valley

库姆塔格沙漠
Kumtagh Desert

三角滩
Sanjiaotan

哈留图泉
Halsetu

本图位置示意



1 风成地貌

1.1 风积地貌

1.1.1 沙丘形态类型

- 平沙地
- 草丛、灌丛沙堆
- 新月形沙丘及沙丘链
- 新月形沙垄
- 格状沙丘
- 反向沙丘
- 复合横向沙山
- 线状沙丘
- 树枝状沙丘
- 复杂纵向沙垄和沙山
- 星状沙丘及沙山
- 复合 杂星垄状沙山
- 羽毛状斑图

1.1.2 沙丘相对高度（米）

- 1 <5
- 2 5-30
- 3 30-100
- 4 100-200
- 5 >200

1.1.3 沙丘移动主导方向和速度

- 慢速移动(<1米／年)
- 中速移动(1-5米／年)
- 快速移动(>5米／年)

1.2 风蚀地貌

- 6 风蚀平原
- 风蚀残丘（雅丹）
- 戈壁

2 流水地貌

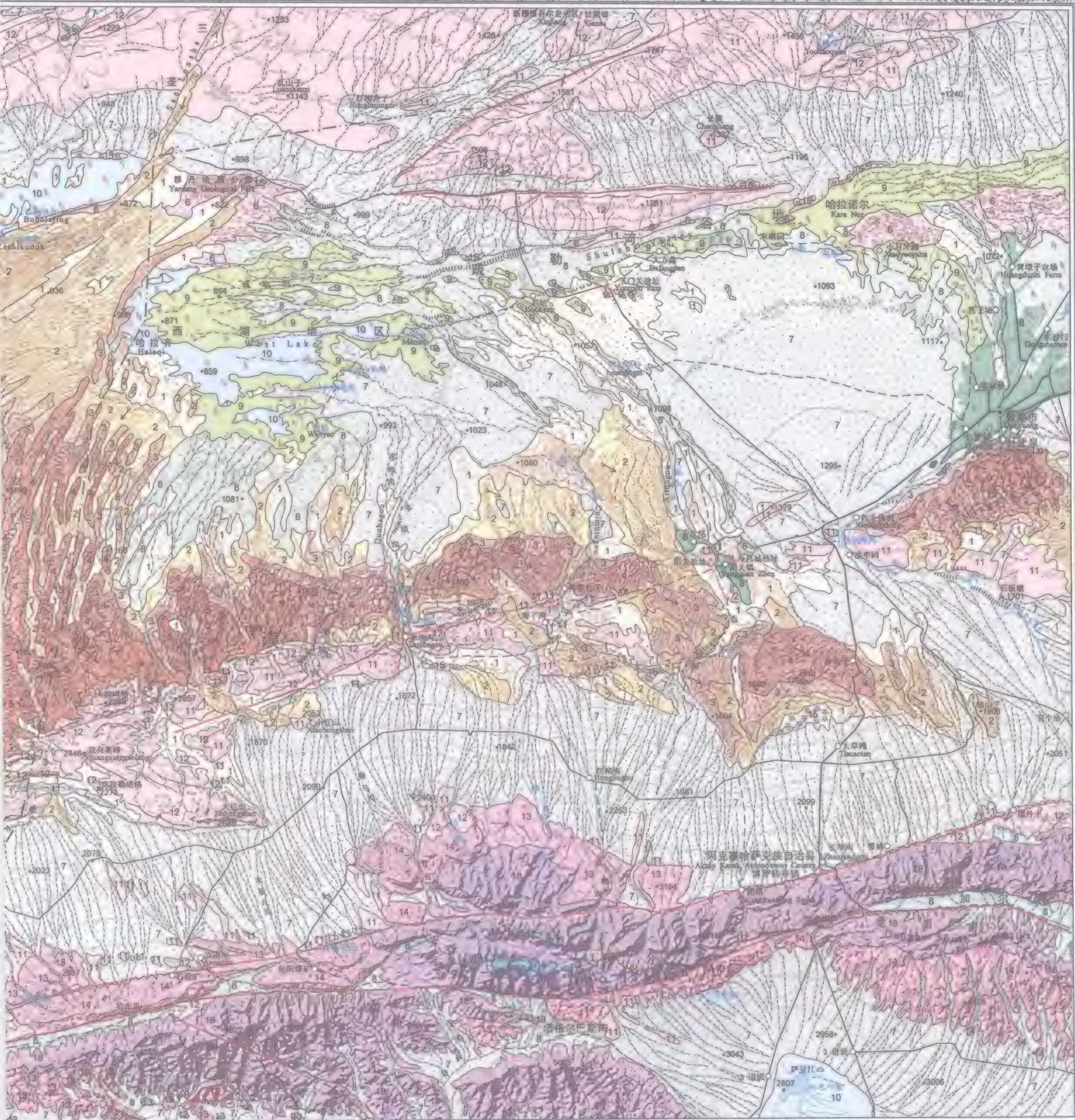
- 7 洪积（倾斜）平原
- 8 洪积冲积平原
- 9 洪积、冲积、湖积平原
- 10 湖积平原
- 洪积扇
- 干河床
- 古河道
- 干湖泊
- 罗布泊退缩痕迹

3 干燥剥蚀地貌

- 11-12 干燥剥蚀作用的丘陵和低山
- 11 丘
- 12 低
- 13-14 干燥
- 13 中
- 14 高
- 龟裂

图 5-10

Fig. 5-10 Geomorpho



格沙漠地貌图

map of the Kumtagh Desert

表 5-13　库姆塔格沙漠沙丘分类系统

Table 5-13　A tentative dune classification system for the Kumtagh Desert

动力类型	形态类型	面积/km²	占沙漠面积百分比/%	备　注
不反映主导输沙风向的	平沙地	2 273.78	9.38	
	灌丛沙堆	1 806.62	7.45	
反映简单输沙风向	新月形沙丘及沙丘链	4 813.75	19.86	
	新月形沙垄	71.40	0.29	由新月形沙丘相互连结形成、沙丘脊比较平直
	复合横向沙山	1 151.30	4.75	横向沙山上叠置新月形沙丘
	反向沙丘	378.08	1.56	两个近乎相反方向的风形成
反映双向风作用	线形沙丘	3 407.63	14.06	
	树枝状沙丘	1 228.58	5.07	
	复杂纵向沙垄和沙山	4 235.81	17.47	纵向沙垄和沙山上叠置新月形沙丘
	羽毛状斑图	4 082.42	16.84	主要由线形沙丘和丘间浮沙片组成的羽毛状图案，不是独立的沙丘类型，所以其面积不记入沙漠总面积的统计中
反映复杂多向风作用	格状沙丘	2 458.91	10.14	
	星状（金字塔）沙丘和沙山	824.47	3.40	
	复杂星垄状沙山	1 242.46	5.13	有星状沙山和沙垄连结而成
总计	23 892.79	98.55		

说明：羽毛状斑图主要由线形沙丘和丘间浮沙片组成的羽毛状图案，不是独立的沙丘类型，所以其面积不记入沙漠总面积的统计中。

5.1.3　各类型沙丘的分布

图 5-10 为库姆塔格沙漠地貌图。在库姆塔格沙漠的风沙地貌中，风积地貌占绝对优势，各类沙丘占沙漠总面积的 98%以上。图 5-11 为库姆塔格沙漠各类型沙丘所占面积直方图，库姆塔格沙漠的沙丘类型以新月形沙丘及沙丘链和复杂纵向沙垄和沙山为主，两者分别占沙漠总面积的 19.86%和 17.47%，合占 37.33%。各类沙丘的形态和分布特征分述如下。

1. 平沙地

平沙地(图 5-12)是指为风沙覆盖的平坦或缓起伏开阔地表， 有片状、条带状和盾状等形态，但无任何形态的沙丘出现，在风力作用下前移和扩大，特别是在戈壁滩上前移速度比较快，稳定性比较差。其总面积约2 274km²，占沙漠总面积的9.38%。

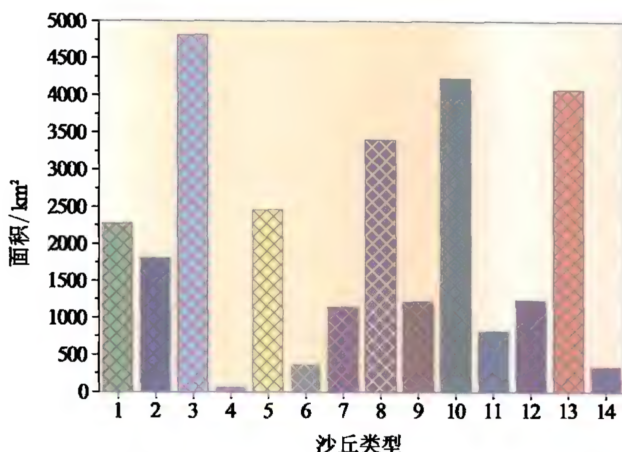


图 5-11 库姆塔格沙漠各类沙丘的面积直方图

Fig. 5-11 Histogram of the area of different dune types in the Kumtagh Desert

1. 平沙地；2. 灌丛沙；丘 3. 新月形沙丘及沙丘链；4. 新月形沙垄；5. 复合横向沙山；6. 反向沙丘；7. 线形沙丘；8. 树枝状沙丘；9. 复杂纵向沙山；10. 格状沙丘；11. 星状（金字塔）沙丘和沙山；12. 复合/复杂星垄状沙山；13. 羽毛状斑图；14. 沙砾碛

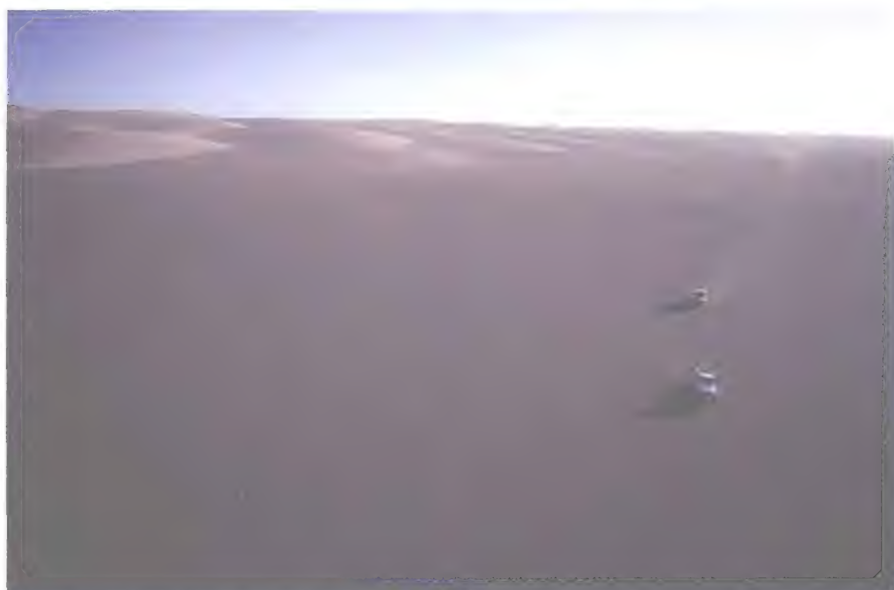


图 5-12 库姆塔格沙漠北部的平沙地

Fig. 5-12 Flat sand sheet in the north of the Kumtagh Desert

平沙地反映了沙源供应有限，不足以形成沙丘，或由于形成时间较短，尚未有充分的时间发育为沙丘。主要分布在以下 3 个（种）区域：

(1) 分布在 92°E 以西的沙漠内部，成南北方向排列的沙垄低地中，发育在冲积

洪积平原上，早期面积比较大，经过长期的风蚀和堆积作用，面积大大缩小，特别在纵向沙垄或沙山形成之后，丘间地成为风沙流通道，易风蚀的细粒物质被吹蚀，留下不易风蚀的粗沙，这些粗沙在强风吹蚀下形成质地比较坚硬和具有起伏的砾浪或低矮沙丘，地表也不再平坦，真正的平沙地面积更为缩小。

(2) 分布在沙丘和戈壁滩的过渡地带，沙丘处于主风向的上方，在风力作用下，戈壁滩上形成片状或条状积沙，如在沙漠西部长蛇沟附近和东部敦煌-格尔木公路东侧均有面积大小不等的平沙地分布。

(3) 分布在沙丘区与山地交界处，特别是当沙丘前移方向与低矮山地形成的缺口一致时，沙丘前移导致平沙地的形成，然后逐渐有沙丘发育。另外在比较开阔的山间谷地，当处于沙丘前移的下风向时，也会堆积形成平沙地。再则风沙流翻越低山残丘，在低山残丘的背风坡，如海子湾，静风沉积也出现许多平沙地。多坝沟、卡拉塔格山谷及其背风坡均有平沙地分布。

2. 灌丛沙堆

灌丛沙堆，也叫灌丛沙丘，多发育在沙质平原上(图5-13)，少量发育在戈壁上，特别是洪积冲积扇上。当有耐旱的低矮草灌丛植被生长，在风沙吹扬时，沙子在灌丛基部逐渐堆积，形成一堆一堆的、近似圆形或椭圆形的小丘，相对高度不大，一般在1m左右，高者可达3～5m左右，因此，灌丛沙堆多为半固定状态。其面积约1 807 km^2，占沙漠总面积的7.45%。灌丛沙堆大多沿古河道、古湖岸分布，因为这些地带地下水比较浅，可以维持一定的低矮植被生长。因此，在库姆塔格沙漠，灌丛沙堆主要分布在沙漠北部边缘和阿奇克堑谷，南湖绿洲西头沟下游和玉门关遗址附近

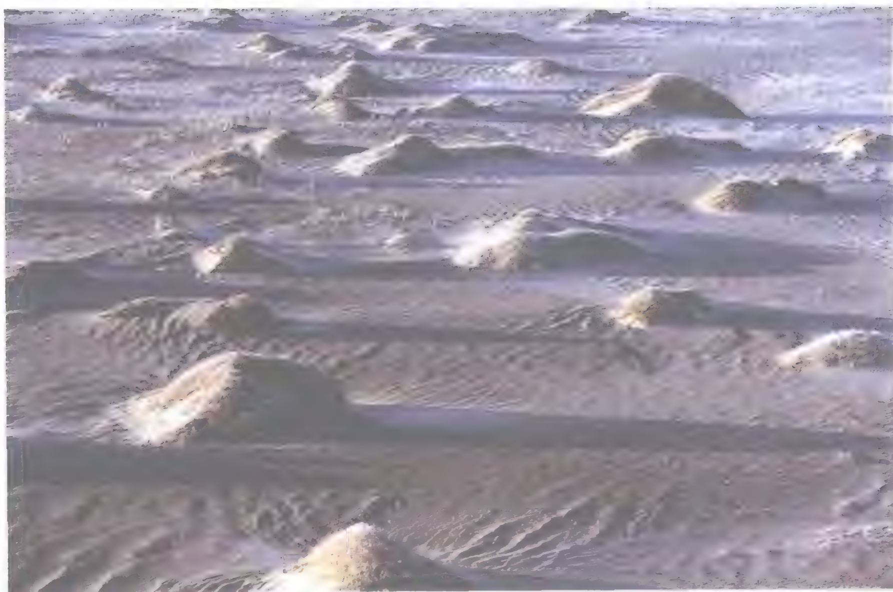


图5-13　库姆塔格沙漠东北部的灌丛沙丘

Fig. 5-13　Shrub-coppice dunes in the northeast of the Kumtagh Desert

以及西湖湖积平原上。灌丛沙堆的形态特征与灌丛周围的流场特征有关，而不同植物对气流的影响不同，形成不同形态特征的灌丛沙丘。所以，依灌丛类型的不同，库姆塔格沙漠的灌丛沙堆可分为红柳灌丛沙堆、白刺灌丛沙堆、芦苇灌丛沙堆、沙拐枣灌丛 沙堆、梭梭灌丛沙堆等。其中以红柳沙灌丛沙堆(图5-14)和白刺灌丛沙堆

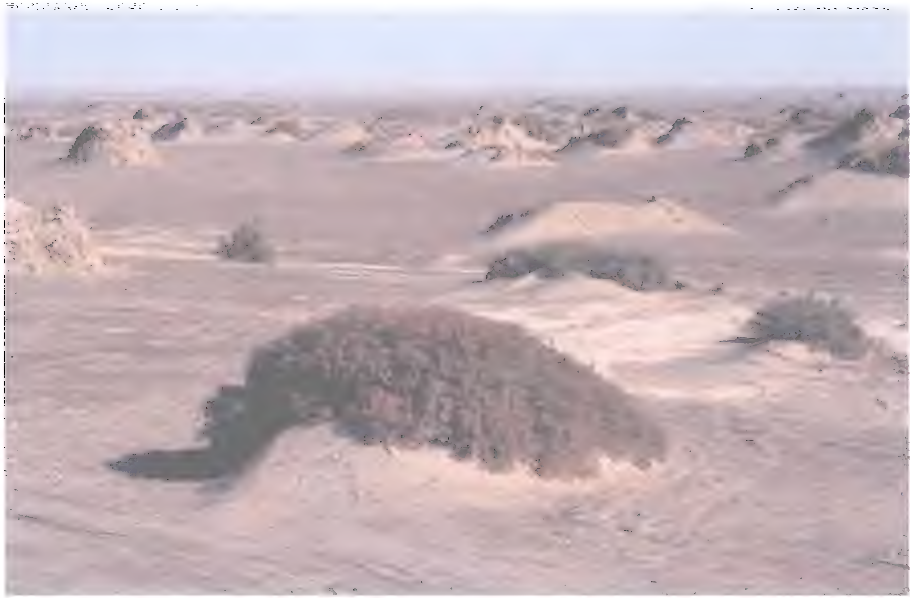


图 5-14 红柳灌丛沙堆

Fig. 5-14 Branchy tarmarisk nebkhas



图 5-15 白刺灌丛沙堆

Fig. 5-15 Nitraria sibirica nebkhas

(图 5-15)的规模最大。红柳灌丛沙堆的高度可达 2～3m，最大直径可达 20m。灌丛沙堆上的植物有活的，也有枯死的，由于植物枝干和根系具有阻挡风沙的作用，所以，即使植物枯死，灌丛沙堆也能够维持较长的时间（图 5-16）。组成灌丛沙堆的沉积物一般较周围细。灌丛沙堆有以单个出现的，也有以群状出现的。



图 5-16　灌丛沙堆上枯死的红柳

Fig. 5-16　Dead branchy tarmarisks on a nebkha

3. 新月形沙丘及沙丘链

新月形沙丘及沙丘链（图 5-17）主要受单一风向作用形成，因其平面形状具有新月的外形而得名，沙丘的两侧有顺风向延伸的两个翼角。沙丘体的中部比较宽厚，两坡不对称，迎风坡凸而平缓，坡度一般 5°～20°，背风坡，即落沙坡微凹且较陡，坡度一般在 28°～34°之间。新月形沙丘是年龄发育较轻的沙丘，高度不大，一般在 1～5m，很少超过5m。单个新月形沙丘分布很少，主要分布在沙漠的边缘，移动速度也比较快，多数成群分布。新月形沙丘链是在沙源供应比较丰富的情况下，由许多密集的新月形沙丘连接而成（图 5-17），其相对高度比新月形沙丘高，一般在 10～30m左右，但在羽毛状斑图中分布的新月形沙丘及沙丘链的高度一般在 30～40m，少数可达 50～60m。

新月形沙丘及沙丘链在库姆塔格沙漠中是形态最为简单、分布最为广泛的沙丘类型，其面积约4 814 km²，占沙漠面积的 19.86%。零星的在整个沙漠中随处可见(图 5-18)，集中连片者主要分布在：

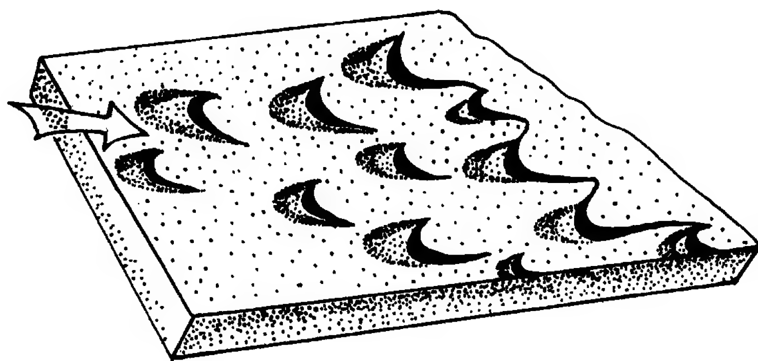


图 5-17　新月形沙丘及沙丘链图示（据 Mckee，2004）

Fig. 5-17　Formation of barchans and barchanoid chains (Mckee，2004)



图 5-18　三垄沙的新月形沙丘

Fig. 5-18　Barchans in Sanlongsha，northeast of the Kumtagh Desert

（1）主要受东北风影响，新月形沙丘及沙丘链与羽毛状斑图交叉分布，主要分布在羽毛状斑图 B 区，沙丘的相对高度比较大（参见图 5-37）。

（2）主要受北风或北偏东风影响，一是分布在红沟下游与戈壁滩接壤带，二是分布在近似南北向纵向沙垄丘间低地中，新月形沙丘及沙丘链比较低矮。

（3）主要受西北风影响，绝大多数分布在 93°E 以东，如八龙沟、多坝沟、崔木土沟、西头沟下游的宽广洪积冲积平原上，连片分布，面积最大。

（4）同样受西北风影响，在沙丘穿过或翻越低矮残丘后，在山体的南侧或东南侧，如卡拉塔格、夹山一线，或在高大横向沙垄背风侧均有面积大小不等的新月形沙

丘和沙丘链分布。

4. 新月形沙垄

新月形沙垄是两翼不对称的新月形沙丘，是新月形沙丘的变型，外形似鱼钩，一翼较长，形成沙垄，似线形沙丘；另一翼较短，保持新月形沙丘的形态特征（图 5-19）。所以，一般认为，新月形沙垄是间于新月形沙丘和线形沙丘之间的过渡沙丘类型，其长度一般为数十米至数百米，高度在 5～30 m，宽度一般为 3～30 m。库姆塔格沙漠的新月形沙垄分布面积极其有限，其面积仅为 71 km^2，占沙漠总面积的 0.29%。主要分布在 92°E 以西，39°40′N 一线。

新月形沙垄多数以单个或少量聚集的方式出现，面积无法统计。在不同分布区，其形成的风况环境有所不同。受东北和北东风向影响的主要分布在羽毛状斑图中，受北东和北北东风向影响的主要分布在树枝状沙丘和复杂纵向沙垄中（图 5-20）。受西北风和西风影响者一是分布于 39°35′N 与 91°25′E 附近；二是分布在南湖绿洲西南侧。

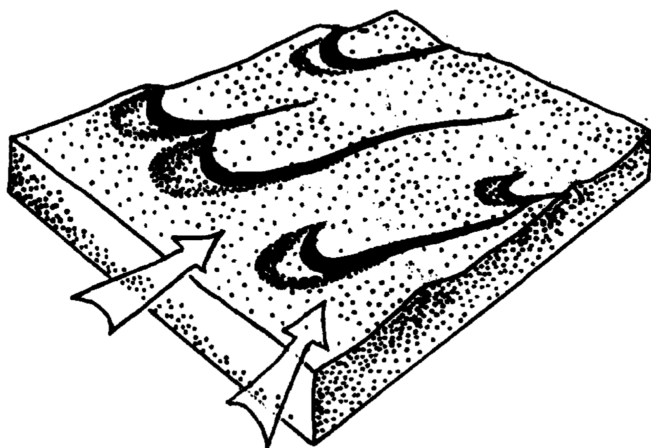


图 5-19　新月形沙垄图示

Fig. 5-19　Formation of aymmetric barchanoid ridges

5. 复合横向沙山

复合横向沙山由新月形沙丘链合并或叠置组合而成，在新月形链状沙山的迎风坡上叠置次一级新月形沙丘和新月形沙丘链（图 5-21）。复合横向沙山的形成，除了有丰富的沙源供应外，尚与沙丘形成发育时间较长有关。复合横向沙山比较高大，一般在 100～200 m，也有大于 200 m 的，长1 500～3 000 m，宽1 000～2 000 m，剖面形态不对称，迎风坡缓而长，背风坡陡而短。库姆塔格沙漠的复合横向沙山一是分布在沙漠中南部，39°15′～39°40′N，92°00′～92°30′E 之间；二是分布在南湖绿洲东南的敦煌-格尔木公路两侧（图 5-22）。面积1 151.30 km^2，占沙漠总面积的 5.05%。

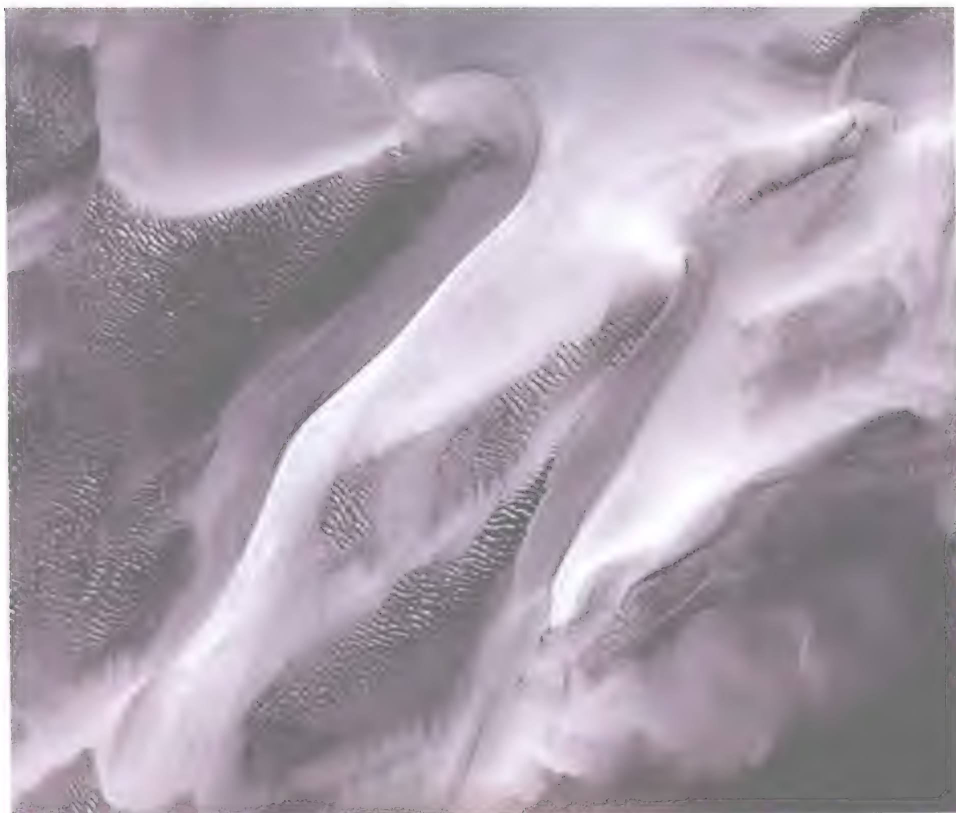


图 5-20　库姆塔格沙漠西北部的新月形沙垄

Fig. 5-20　Asymmetric barchanoid ridges in the northwest of Kumtagh Desert

（Google Earth 影像；位置：40°07′00.68″N，91°50′07.79″E）

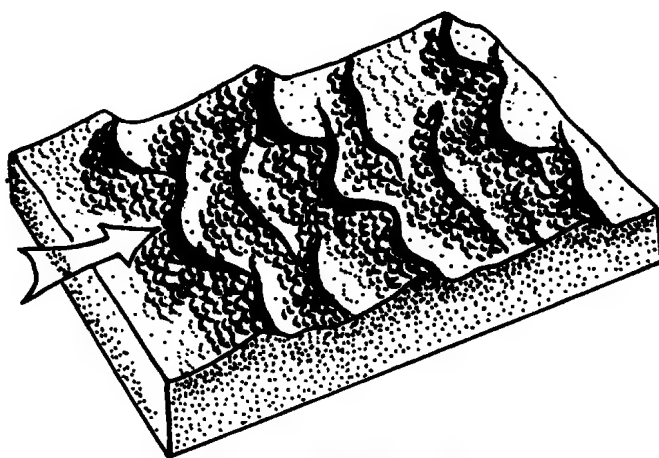


图 5-21　复合横向沙山图示

Fig. 5-21　Compound transverse mega-dunes



图 5-22　敦煌-格尔木公路东侧的复合横向沙山

Fig. 5-22　Compound transverse mega-dunes on the east side of Dunhuang-Gomud Highway

(Google Earth 影像；位置：39°44′19.85″N，94°19′00″E)

6. 反向沙丘

反向沙丘因具有两个方向相反的落沙坡而得其名，是在近乎相反的两个方向的起沙风作用下形成，有两个落沙坡，分别对应于两个风向（图 5-23），主落沙坡位于沙丘下部，反映两个风向中强度较大的主风向，一般比较稳定，而次落沙坡位于主落沙坡之上，反映两组风向中周期性出现的次风向，一般稳定性较差。因其有两个落沙坡，所以，有的学者（McKee，1979）认为，反向沙丘是间于横向沙垄和星状沙丘之间的沙丘类型。我们认为，反向沙丘是新月形沙丘或沙丘链的变形。因为沙丘脊线对应于不稳定的次落沙坡，所以反向沙丘的脊线比较弯曲。库姆塔格沙漠的反向沙丘分布范围有限，其面积仅为 378 km^2，占沙漠面积的 1.56%，主要分布在沙漠与阿尔金山山前洪积扇交界的南部边缘（图 5-24），另有小部分分布于复杂纵向沙垄和沙山的丘间低地中。反向沙丘高度较低，一般在 0.5～3 m。

7. 线形沙丘

线形沙丘在全球沙漠中分布最广，但又是争论最多的沙丘类型，有两种主要类型：一种是在非洲和沙特阿拉伯称作赛夫沙丘，沙丘脊部比较曲折，高低起伏；另一

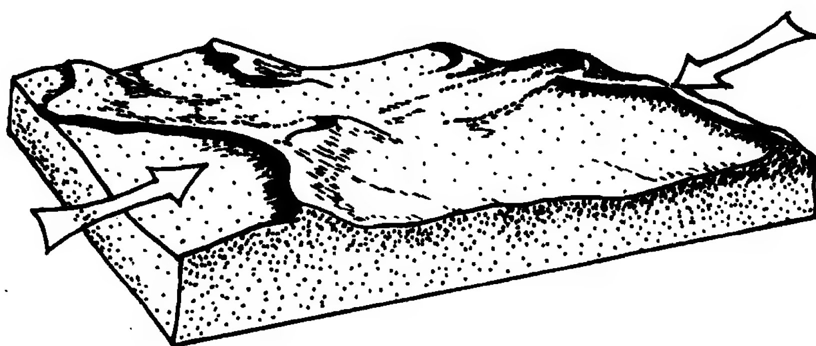


图 5-23 反向沙丘形成图示

Fig. 5-23 Formation of reversed dunes



图 5-24 库姆塔格沙漠南部的反向沙丘

Fig. 5-24 Reversed dunes in the south of the Kumtagh Desert

(Google Earth 影像；位置：39°44′19.85″N，94°19′00″E)

种是沙丘脊部比较笔直的线形沙垄。库姆塔格沙漠的线形沙丘以赛夫沙丘为主。线形沙丘一般认为是在两组风向作用下，沿合成输沙风方向延伸的沙丘（图 5-25），以长而平直的沙丘脊为其显著特征，在沙丘两侧均有落沙坡，两坡较对称，坡度一般在30°左右，在沙漠中常常是平行排列、间距比较规则。库姆塔格沙漠的线形沙丘脊部比较蜿蜒曲折，所以应是赛夫沙丘，高度在 5～20 m，长度在几十米至几百米，少数可达数千米，沙丘宽度一般为几十米。线形沙丘在库姆塔格沙漠的分布面积较大，约

3 408 km²，占整个沙漠面积的 14.06%。最大的集中连片分布区位于沙漠北部，即以往所谓的典型“羽毛状”沙丘区，线形沙丘曾被视为“羽毛状”沙丘的“羽管”，呈东北-西南方向排列（图 5-26），其面积为2 473 km²，占沙漠总面积的 10.20%。其次，还集中连片分布在西湖湖积平原西侧和南侧的湖岸阶地上和红沟西侧洪积冲积平原上，前者呈东北-西南方向排列，后者近似南北向排列。另外，线形沙丘还零星分布在各沙丘类型中间，丘间低地更是普遍。

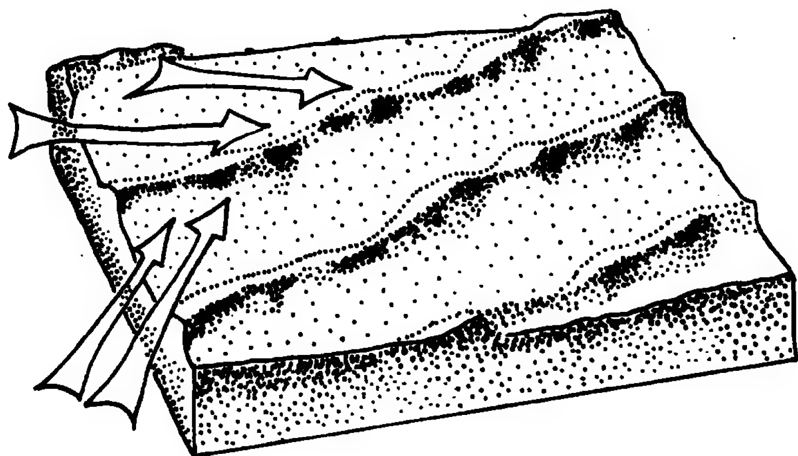


图 5-25 线形沙丘图示（据 McKee，2004）

Fig. 5-25 Formation of linear dunes (Mckee，2004)



图 5-26 库姆塔格沙漠北部的线形沙丘

Fig. 5-26 Linear dunes in the north of the Kumtagh Desert

8. 树枝状沙丘

树枝状沙丘是线形沙丘的一种变型，是线形沙丘分叉和连接，呈 Y 形相交，平面形态作树枝状。在非洲南部的卡拉哈里沙漠、澳大利亚的吉布森沙漠、亚洲中部的卡拉库姆沙漠和克齐尔库姆沙漠以及中国的古尔班通古特沙漠有典型的树枝状沙丘发育。在这些沙漠，树枝状沙丘的形成是由于植被的存在使线形沙丘的延伸受阻，甚至改向。在库姆塔格沙漠，树枝状沙丘主要分布在西南部，小泉沟以东（图 5-27），羽毛状斑图 B 区（参见图 5-37）以南，即 91°00′～92°00′E 和 39°40′～40°00′N，面积约1 229 km^2，占沙漠面积的 5.07%。与世界其他沙漠中树枝状沙丘不同，库姆塔格沙漠的树枝状沙丘是流动沙丘，由一连串新月形沙垄连接而成，总体上具有线形沙丘的特征，其宽度一般在 5～30 m 之间。当树枝状沙丘演变成纵向沙垄后，其长度可达数十公里，高度一般大于 30 m，所以树枝状沙丘实际上是复杂线形沙丘。

9. 复杂纵向沙垄和沙山

复杂的纵向沙山总体上呈现为纵向沙丘特征，是由多种沙丘形态类型联合或叠置而成的复杂沙丘，是库姆塔格沙漠的主要沙丘类型之一，分布区总面积约4 236 km^2，占全沙漠面积的 17.47%。由于所处地理和地貌部位不同，其形态特征有所差别。

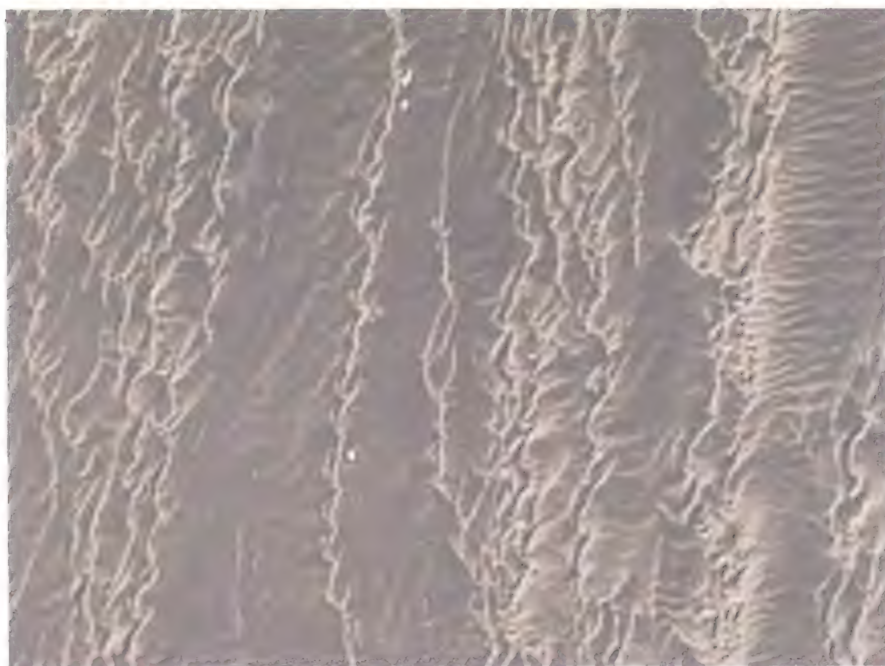


图 5-27　库姆塔格沙漠中部的树枝状沙丘

Fig. 5-27　Dendritic dunes in central Kumtag Desert

（Google Earth 影像；位置：39°52′49.99″N，92°08′02.89″E）

（1）由许多相同类型的新月形沙丘链前后重叠，夹有少量的线形沙丘、星状沙丘（山）组成规模较大的沙丘体，呈北东方向纵向排列，是长期受两种成角相交的北东风作用的结果，主要分布在 92°10′～93°00′E 之间，40°00′N 两侧（图 5-28，图 5-29）。另一部分分布在 92°E 以西，39°30′N 两侧，即树枝状沙丘区以南、格状沙



图 5-28　库姆塔格沙漠中部的复杂纵向沙垄

Fig. 5-28　Complex linear dunes in central Kumtagh Desert

（Google Earth 影像；位置：40°00′15.94″N，92°08′02.89″E）



图 5-29　库姆塔格沙漠中部的复杂纵向沙山

Fig. 5-29　Complex linear megadunes in central Kumtagh Desert

（Google Earth 影像；位置：40°05′09.16″N，92°40′46.93″E）

丘区以北。有些复杂纵向沙山丘体比较平直，有些丘体则比较蜿蜒曲折，长度 5～20 km，最长可达 45 km。丘体高度一般 100～200m，只有少数在 30～100m，宽度一般为2 500m，少数在1 000m以下，两坡微具不对称。在纵向沙丘体形成之后，再受到北西风影响，叠置于纵向沙山上的次级新月形沙丘或新月形沙丘链。叠置于迎风坡前沿的新月形沙丘和沙丘链比较矮小，坡度平缓，而叠置于背风坡的新月形沙丘和沙丘链则比较高大，坡度较陡。沙山之间低地宽度比较一致，一般为1 000～2 500m，常有密集的反向沙丘和线形沙丘分布。

（2）由新月形沙丘及新月形沙丘链、新月形沙垄、线形沙丘、树枝状沙丘等多种类型联合和叠置而成（图 5-30），主要分布在 91°～92°E 之间，即沙丘体走向由东北—西南走向向近似南北走向转变的地区。沙丘体比较松散，宽度变化很大，最窄的为 500 m 左右，而最宽的可达5 000m以上。沙山间低地的宽度一般为 2～3km，最宽 5～7 km，最窄的也有 1km 多。在这些宽广的沙山间低地上有次级小沙丘发育，形态比较多样。



图 5-30　库姆塔格沙漠西南部的复杂纵向沙垄

Fig. 5-30　Complex linear dunes in the southwest of Kumtagh Desert

（Google Earth 影像；位置：39°29′10.63″N，91°11′38.59″E）

10. 格状沙丘

格状沙丘是平面图形呈格子状沙丘体，是由相互连结的新月形沙丘链组合构成（图 5-31），所以是新月形沙丘链的变型，反映单一风向的作用。但一般认为，格状沙丘是在两个近乎相互垂直方向风的作用下形成的（吴正，1987），由主导的起沙风形成的横向沙丘链，称为主梁，其高度一般在 10～30m，少数可达 50m 左右。次级起沙风在横向沙丘链间形成低矮的沙梗，称为副梁，高度一般只有数米。格状沙丘分布区总面积2 459 km^2，占整个沙漠面积的 10.14%。

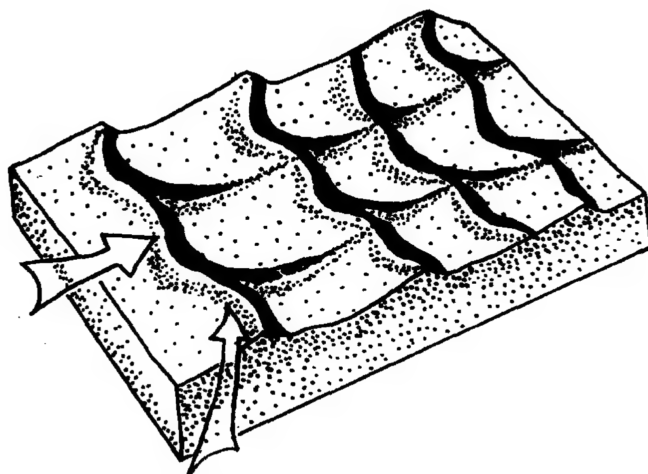


图 5-31　格状沙丘形成图示

Fig. 5-31　Formation of reticulate dunes

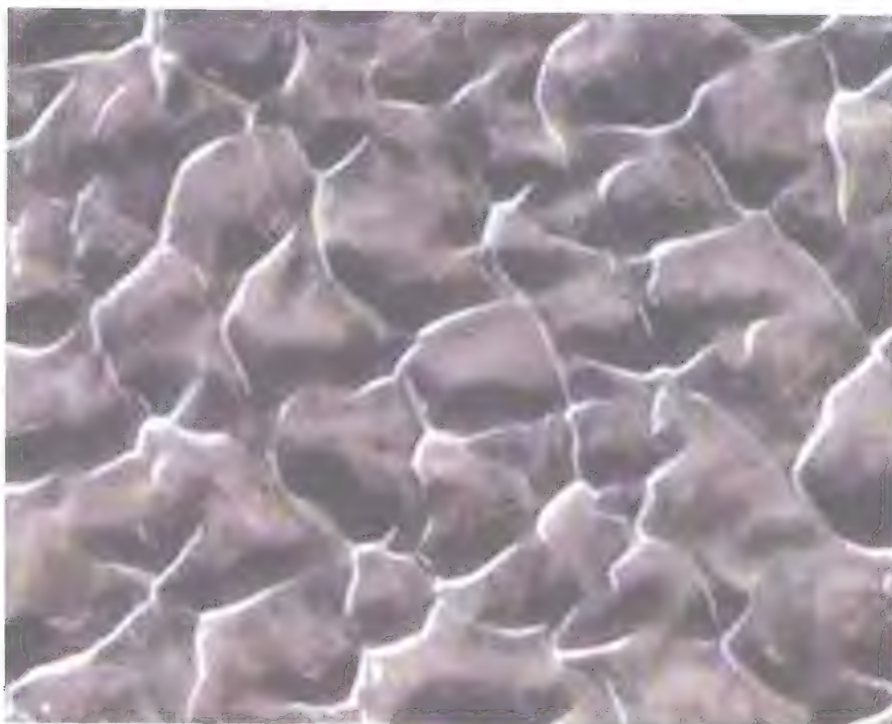


图 5-32　库姆塔格沙漠南部边缘梭梭沟附近的格状沙丘

Fig. 5-32　Reticulate dunes near Suosuogou in the south of the Kumtagh Desert

(Google Earth 影像；位置：39°32′06.11″N，92°08′33.22″E)

库姆塔格沙漠的格状沙丘(图 5-32)主要分布在：

(1) 红沟下游两侧，西侧面积大于东侧，以东北风和北东风为主，西北风或西风为次形成。

(2) 在 90°30′～91°30′E 南部的山前地带，格状沙丘连片分布面积最大，在91°30′E～92°00′E 之间复杂纵向沙垄区南部也有面积大小不等的格状沙丘分布。南湖绿洲西南侧的西土沟两侧有集中分布，面积为次，这些格状沙丘均以西北风为主，北东风为次形成。

(3) 另外尚有小面积格状沙丘分布在其他沙丘类型之间或叠置其上，面积未作统计。

11. 星状(金字塔)沙丘和沙山

星状沙丘或沙山，一般成角锥状，具有尖尖的丘顶，狭窄的棱脊线和三角形的斜坡，形似“金字塔”，由于是在复杂的多风向作用下形成，所以有多个落沙坡(图 5-33)。库姆塔格沙漠的星状沙丘一般有 3～6 个脊线和落沙坡，落沙坡坡度一般在 25°～30°左右（图 5-34)。星状沙丘高度一般为 50～100 m，最高可达 300m 以上。由于来自不同方向的起沙风强度不同，星状沙丘(山)各落沙坡的长度也不同。星状沙丘主要分布在鸣沙山（图 5-35)、崔木土沟、多坝沟、八龙沟之间的卡拉塔格山、小红山、夹山山前一带。由于受山体的阻挡，气流在这些区域变得更为复杂。在一般情况下，当星状沙山形成之后，沙山间的低地中又会发育许多新月形沙丘及沙丘链；其面积为 824 km^2，占沙漠面积的 3.40%。

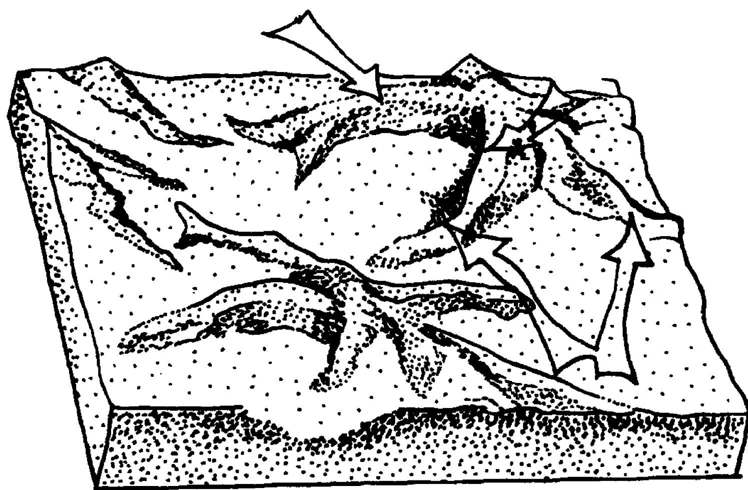


图 5-33　星状沙丘图示（据 McKee，2004）

Fig. 5-33　Formation of star dunes (Mckee, 2004)



图 5-34　库姆塔格沙漠南部多坝沟附近的星状沙山

Fig. 5-34　Star megadunes near Duobagou in the south of Kumtagh Desert

(Google Earth 影像；位置：39°50′42.81″N，93°19′43.55″E)



图 5-35　鸣沙山的金字塔沙山

Fig. 5-35　Pyramid megadunes in Mingshashan

12. 复杂星垄状沙山

主要是由星状沙丘和沙山等叠置组合而成的复杂沙山，沙丘体为呈纵向延伸的沙山，其两侧比较对称，有的沙丘体丘顶平直，有的则比较蜿蜒，长度一般在 5～10 km，最长可达 20 km（图 5-36）。其高度一般在 200 m 以上，最高为 300 m 以上。这些高大复杂星垄状沙山的形成，除需要具备丰富的沙源外，还需要复杂的多风向风况。在库姆塔格沙漠复杂星垄状沙山主要分布在 39°35′～39°50′N、92°30′～93°30′E 之间，即卡拉塔格山体的北侧前缘地带。其次分布在 39°30′N、92°00′E 附近，面积为1 242 km^2，占沙漠总面积的 5.13%。复杂星垄状沙山分布区的主导风向一般是成锐角相交的、来自北北西方向的起沙风，还有来自受山体阻碍产生的回旋风，这些回旋风使沙子在山前长期堆积，形成巨大的沙丘体。



图 5-36　沙漠中部典型复杂星垄状沙山

Fig. 5-36　Complex star megadunes in central Kumtagh Desert

（Google Earth 影像；位置：40°03′52.79″N，92°14′53.26″E）

13. 羽毛状斑图

羽毛状斑图是库姆塔格沙漠独有的沙丘组合图案，曾被视为“羽毛状”沙丘。以往对“羽毛状”沙丘的解释是“羽管”为线形沙丘，而“羽毛”为舌状沙梗。野外考察发现，所谓的“羽毛”并非真正的沙梗，与周围地表并没有明显的高差，在遥感影像（如航空像片和卫星像片）上形成的“羽毛状”图案，是由丘间地明暗相间的沉积物的反照率不同所致。关于“羽毛状风沙地貌”，本书第 7 章将有详细的讨论，下文将着重介绍羽毛状斑图的分布特征。

羽毛状斑图主要分布在 40°00′N、91°00′～93°00′E 以北地区，海拔为

850～1 050 m左右。其面积约4 082 km²，占沙漠面积的 16.84%。根据组成羽毛状斑图的沙丘类型差异，可分为 A，B，C 3 个区（图 5-37）。

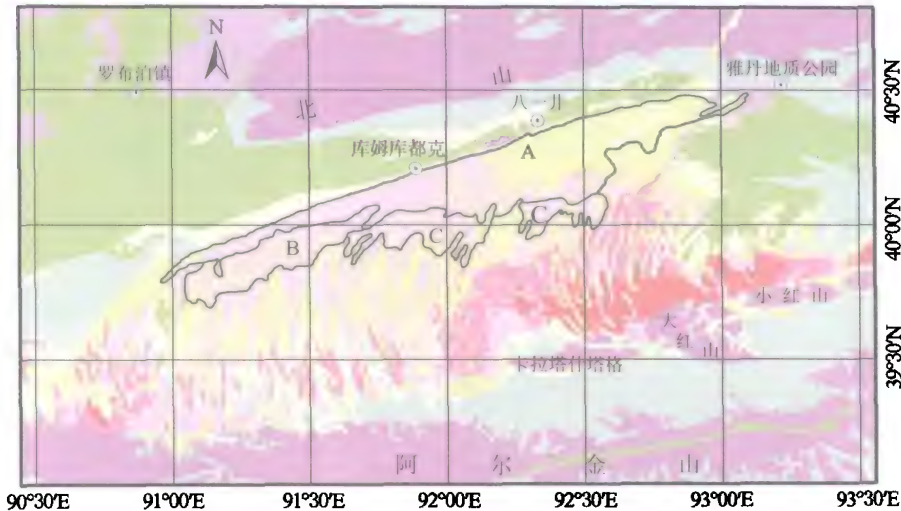


图 5-37　羽毛状斑图分区略图

Fig. 5-37　Regional division of feathery patterns

A 区：由线形沙丘组成（图 5-38），没有其他类型沙丘夹杂，线形沙丘在东部比较低矮，间距一般小于 200 m，往西线形沙丘逐渐增大，间距一般在 500m 以上。分布区海拔在1 000m以下，其面积为2 473km²，占羽毛状斑图总面积的 60.58%。

B 区：在羽毛状斑图中，夹杂有新月形沙丘和新月形沙丘链，以及少量的新月形沙垄（图 5-39）。因沙源比较丰富，新月形沙丘（链）或新月形沙垄比较高大，一般在 30～40m 左右，少数可达 50～60m。在西南角还夹杂有由新月形沙丘演变而成的纵向沙垄，沙垄间的距离在1 200 m左右，垄体宽度在 800～1 000 m，高度在 30～50 m 之间。两者的面积约 818 km²，占羽毛状斑图面积的 20.04%。

C 区：在羽毛状斑图中夹杂有线形沙丘，新月形沙垄、新月形沙丘组成的纵向沙垄以及树枝状沙丘（图 5-40）。主要分布在 A 区南侧、B 区的东侧。其面积为 791 km²，占羽毛状斑图面积的 19.38%。

综上所述，以往所谓的“羽毛状”沙丘并不存在。羽毛状斑图并不是独立的沙丘类型，所以其面积不作单独统计。在表 5-13 中，将羽毛状斑图 A 区的面积计入线形沙丘内，B 区面积计入新月形沙丘及沙丘链内，C 区面积计入复杂纵向沙垄和沙山内。

5.1.4　沙丘高度及其分布

沙丘高度反映沙丘规模、形成发育时间的长短和运动强度等。1∶35 万《库姆塔格沙漠地貌图》将沙丘依高度分为5级：<5m、5～30m、30～100m、100～200m、>200m。

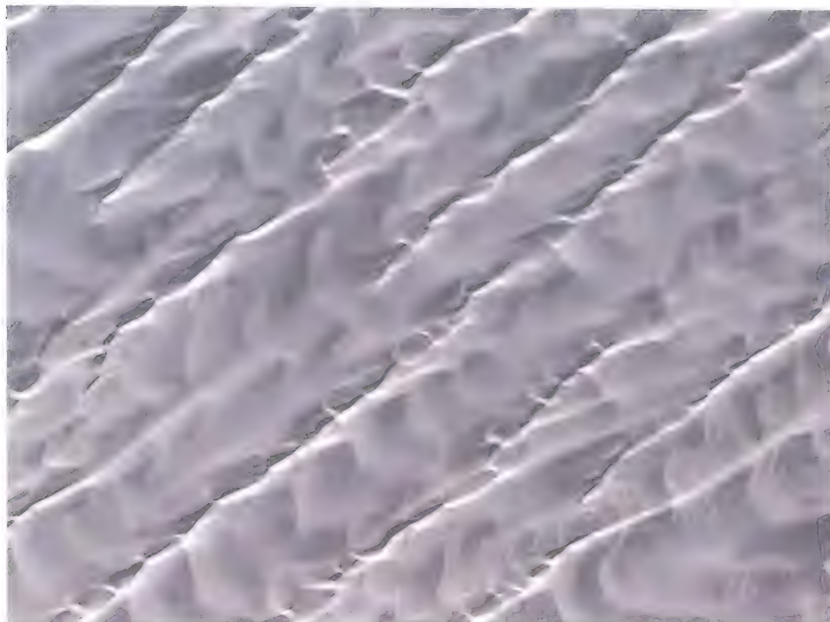


图 5-38　A 区典型羽毛状斑图

Fig. 5-38　Typical feathery patterns in area A

(Google Earth 影像；位置：40°16′23.84″N，92°11′54.09″E)

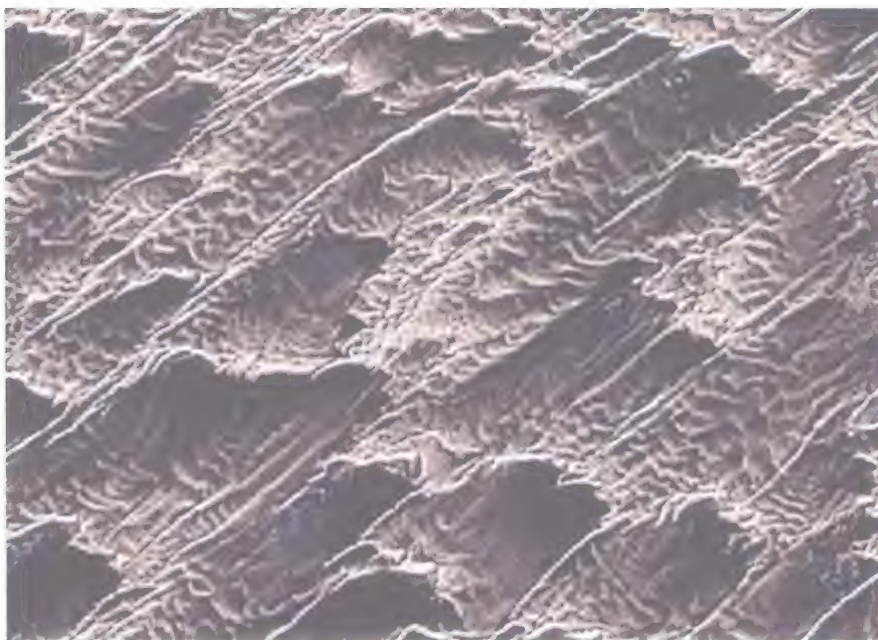


图 5-39　B 区典型羽毛状斑图

Fig. 5-39　Typical feathery patterns in area B

(Google Earth 影像；位置：40°01′28.24″N，91°39′12.04″E)

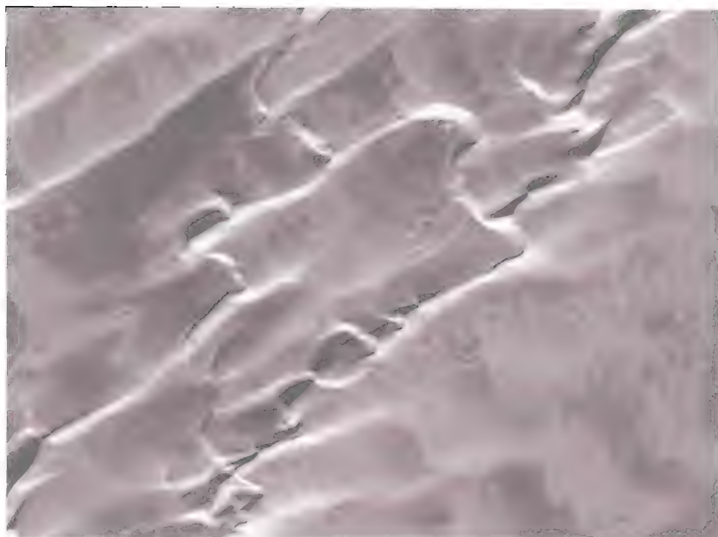


图 5-40　C 区典型羽毛状斑图

Fig. 5-40　Typical feathery patterns in area C

(Google Earth 影像；位置：40°06′06.65″N，92°14′18.23″E)

依据在 1∶10 万地形图上量测的沙丘高度，库姆塔格沙漠沙丘高度大多在 100 m 以下，最高者可达 360 m 多。需要指出的是，库姆塔格沙漠南部高大沙山的量测高度并不代表沙山的真实高度，可能包含下伏地貌起伏，流沙只是覆盖在上面。图 5-41 为各沙丘高度面积分布直方图。

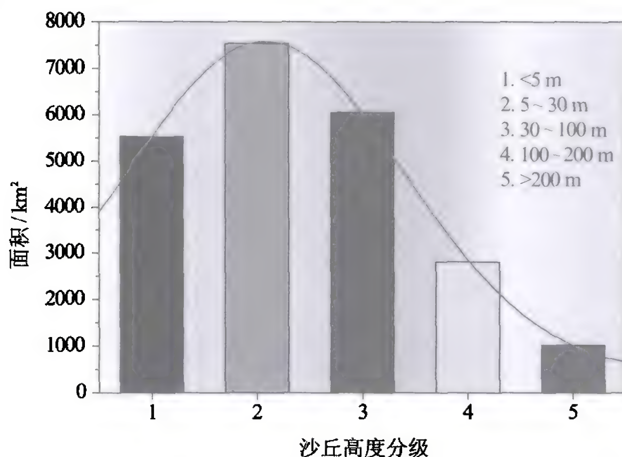


图 5-41　库姆塔格沙漠沙丘高度面积分布直方图

Fig. 5-41　Histogram of the area of different dune height in the Kumtagh Desert

图 5-42 为库姆塔格沙漠沙丘高度分布图，该图所示以下沙丘高度分布规律：

(1)＜5m的沙丘：包括呈缓起伏的平沙地、草灌丛沙堆、低矮的新月形沙丘及

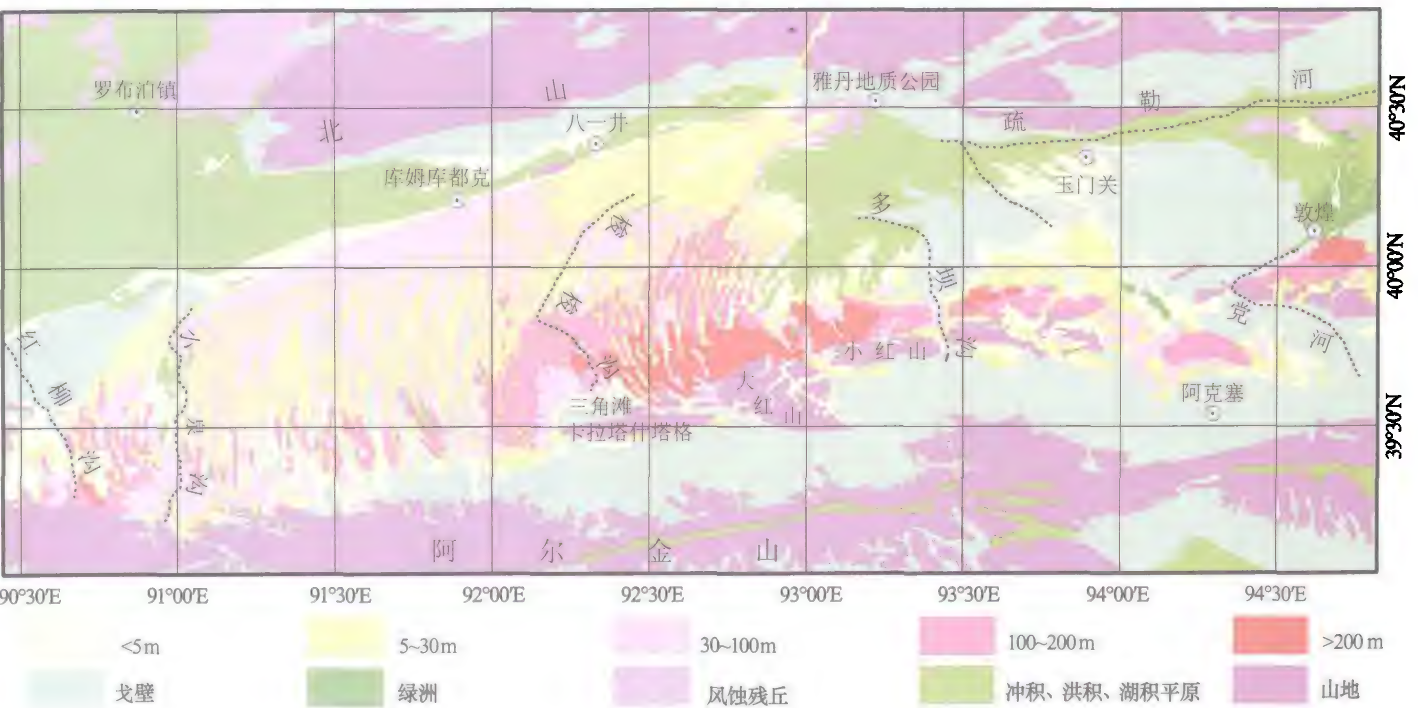


图 5-42 库姆塔格沙漠沙丘高度分布图

Fig. 5-42 Distribution of dune height in the Kumtagh Desert

沙丘链、线形沙丘以及丘间低地中的反向沙丘，面积约5 740km²，占沙漠总面积的24%。这些沙丘主要分布在沙漠边缘，少数分布在沙漠内部，特别在92°00′E以西，在南北向排列的丘间低地中，有许多窄长形平沙地分布。其沙丘主要特点是沙丘低矮，形成时间极短，形态变化比较快，移动速度也快，沙丘密度分布不均匀。

(2) 5～30m的沙丘：主要分布于羽毛状斑图区，其次分布于西头沟、崔木土沟、多坝沟下游之间，其余均分布在沙漠内部和边缘，包括新月形沙丘及沙丘链、格状沙丘、线形沙丘、树枝状沙丘、新月形沙垄以及宽阔沙丘（垄）低地中的反向沙丘。面积约7 796 km²，占全沙漠面积的32%。这些沙丘的特点是形成时间不长，沙丘比较矮，沙丘的密度比较密集，特别是新月形沙丘及沙丘链，移动速度比较快。

(3) 30～100m的沙丘：主要分布在92°45′E以西沙漠内部，相对比较集中分布的是羽毛状斑图与新月形沙丘及沙丘链相互交错区域；其次分布于呈北东-南西向或南北向排列的复杂纵向沙山区。在92°45′E以东，成小块分布。主要包括部分羽毛状斑图、高大新月形沙丘、新月形沙丘链、星状沙丘、少数格状沙丘、复杂纵向沙山等，面积约6 177 km²，占沙漠总面积的25%。这些沙丘比较高大，长期受多种风向影响，沙丘排列方向多样，形态结构复杂，形成发育时间比较长，沙丘密度中等。

(4) 100～200m的沙山：主要分布在沙漠南缘一带，有的比较接近高山，有的与中低山地连在一起，只有敦煌-格尔木公路东西一片相对孤立出现。主要包括复杂纵向沙山、星状沙山以及星垄状沙山，面积约3 039 km²，占沙漠总面积的13%。这些沙山因沙源丰富，经过长时间多风向的风力作用不断堆积，沙山的规模比较高大，稳定性也比较好，移动速度缓慢，或几乎不移动，一般只是沙山上叠置的次级沙丘或沙脊线有些变动。

(5) ＞200 m的沙山：主要分布在沙漠中南部，与卡拉塔什塔格和卡拉塔格中低山地接壤区域，有的互为交错。主要包括复杂星垄状沙山；少数高大的星状沙山和复杂纵向沙山；面积约1 141 km²，占沙漠总面积的5%。这些沙山特别高大、形态复杂、形成时间长、沙体不移动而且沙山的密度也比较小。

5.2 风蚀地貌

在库姆塔格沙漠，与风积地貌相比，风蚀地貌的面积要小得多。像风积地貌一样，库姆塔格沙漠的风蚀地貌也有不同的尺度，小至毫米级的风棱石，大至延伸数千米的雅丹，甚至开阔的风蚀戈壁。与风积地貌相比，风蚀地貌类型比较简单，所以基本不涉及分类学上的争论。

5.2.1 风棱石

风棱石，民间也有称风凌石、风砺石、风砾石、风励石和风铃石等，在中国内蒙古和新疆地区的石头收藏家也有将风棱石称作戈壁石和风雕石。在地貌学中，风棱石

被定义为：被风挟带的沙粒或其他颗粒如冰晶的磨蚀作用形成的麻点状、刻痕状、沟槽状及抛光状岩石。由于干旱荒漠地区植被稀少，风沙运动畅通无阻，风力强大，并有丰富的沙源供应，风棱石发育最为典型，所以风棱石通常被视为干旱荒漠中的一种小型风蚀地貌。图 5-43 为雅丹地质公园路旁于 2004 年设置的水泥路标桩，2007 年已



图 5-43　雅丹地质公园路旁被风蚀的水泥路标桩

Fig. 5-43　A wind-carved cement road pile in the Yardang National Geological Park



图 5-44　分布于沙砾碛上的风棱石

Fig. 5-44　Ventifacts on a gravel body

(a) 圆滑型



(b) 棱角型





图 5-45　库姆塔格沙漠风棱石的几种典型形态

Fig. 5-45　Typical ventifacts in the Kumtagh Desert

被风沙磨蚀为图中所示的状况，由此可知，库姆塔格沙漠风力极为强劲，以致于形成了典型的风棱石。库姆塔格沙漠的风棱石有各种各样的空间尺度和形态；最小的风棱石为几毫米的细砾，最大的为直径数十厘米的漂砾。

库姆塔格沙漠的风棱石主要分布于边缘和深入沙漠的戈壁、沙漠中的沙砾碛上（图 5-44），形态有圆滑型（图 5-45a）、棱角型（图 5-45b）和不规则型（图 5-45c）。圆滑型的又可分为扁长的、扁圆的、三轴椭球体的。棱角形的又可分为单棱石和多棱石。虽然棱角形是风棱石最典型形态，但在库姆塔格沙漠，不规则型风棱石最为普遍。风棱石周围常为粗沙，反映风棱石长期经受强烈的磨蚀作用。风棱石上经常有次级微形态结构，如风蚀坑、风蚀凹槽。风蚀坑有圆筒形、半球形、圆锥形和不规则形等形状。风蚀凹槽有 U-型、V-型和不规则型等。库姆塔格沙漠虽然风蚀强烈，但风棱石的形成需要较长时间，取决于岩石的坚硬程度和风蚀强度；也有在短时间内形成的土质风棱石（图 5-46）。



图 5-46　短时间内形成的土质风棱石

Fig. 5-46　Earth ventifact

5.2.2 风 蚀 戈 壁

“戈壁”一词来自蒙古语，系指蒙古高原上地面较平坦、组成物质较粗疏、气候干旱、植被稀少的广大地区。中国的戈壁广泛分布于温都尔庙-百灵庙-鄂托克旗-盐池一线以西北的广大荒漠、半荒漠平地，总面积约 45.5 万 km^2。尽管库姆塔格沙漠

的戈壁为堆积型戈壁，其形成过程以堆积作用为主，但与风蚀也有密切关系，所以我们将其划为风蚀地貌。库姆塔格沙漠内部戈壁总面积约 350km²。在库姆塔格沙漠，戈壁一般是沙砾浪和风棱石等地貌类型的载体。虽然戈壁表面一般被砾石覆盖，但下伏沉积物一般较细（图 5-47）。



图 5-47　库姆塔格沙漠东北的风蚀戈壁，砾石下伏细粒沉积物

Fig. 5-47　Deflation gobi in the northeast of Kumtagh Desert

库姆塔格沙漠及其临近地区的戈壁包括 4 种类型：

（1）坡积-洪积碎石和砾砂戈壁（未计入面积统计）。主要分布于沙漠南部边缘海拔约1 500 m以上的阿尔金山山系诸山的山麓地带，地面坡度达 5°～10°，洪水冲沟网较密，因而形成与石质低山及洪水冲沟错综分布的特点，或广大成片，或较为零星。砾石呈灰色或灰黑色，少有荒漠漆，说明其形成时间相对短暂。砾石大小混杂，砾径多为 3～20cm，最大者可达 100cm 以上，磨圆度差。

（2）洪积-冲积砾石戈壁。在库姆塔格沙漠分布面积最广，分布区海拔在1 000～1 500 m之间，最北可达 39°57′N。地貌上相当于山麓扇形地，但都是沿深入沙漠的河谷发育，所以形成沙丘与戈壁交错分布，沿大的沟谷分布较多，特别是沙漠西部红柳沟洪积扇最为发育（而《库姆塔格沙漠地貌图》未将这部分戈壁包括在沙漠内，只计深入沙漠内部的戈壁）。地面绝大部分是砾石戈壁，主要由第四纪洪积、冲积物组成。砾石磨圆度较好，分选较明显，砾径 3～20cm，最大者可达 60cm 以上，磨圆度较好，呈灰色及灰黑色。

（3）洪积-冲积沙砾戈壁（未计入面积统计）。地貌上相当于山麓冲积扇前缘，或沿现代和古代河床及局部洼地分布，戈壁散布于绿洲或盐碱滩之中，面积不大，自然

条件在各类戈壁中最为良好。例如疏勒河中下游戈壁，主要由河流冲积沙砾组成，水平层次明显，砾石磨圆度较佳，分选作用显著，砾径以 1～5cm 居多。地下水位较浅，土壤为肥力较高的冲积土，细土物质较其他戈壁类型为多，土层较厚，植被也较茂密，以骆驼刺、勃氏麻黄、泡泡刺等为主。西湖自然保护区即分布于典型的洪积-冲积沙砾戈壁上。

(4) 细戈壁（未计入面积统计）。分布于丘间地或雅丹之间，在库姆塔格沙漠北部边缘最发育，颜色灰黑。由于地表有大于 1 mm 颗粒的存在，使地表风沙活动大大减弱，床面特征经常表现为粗沙波纹或细砾浪。由于大多分布于丘间地，所以，在《库姆塔格沙漠地貌图》中将细戈壁与沙丘划在一起，未单独划出。

5.2.3 雅 丹

库姆塔格沙漠及其周边地区雅丹地貌在世界上都属最典型者，包括该区在内的罗布泊地区是“雅丹”一词的发源地，现在成为地貌学专业术语。库姆塔格沙漠雅丹地貌集中分布于东北端疏勒河下游的洪积、冲积湖积平原上，即三垄沙雅丹。在沙漠北部的阿奇克谷底和与罗布泊洼地接壤的地方也有零散分布。还有被陈宗器（1936）称作“迈赛”的中型风蚀堆。另外，在沙漠内部 40°07～41°16′N 之间，在较大的几条大的季节性河流，如梭梭沟和小泉沟的北部分布比较集中出现的沙砾碛，被认为是覆盖于流沙上的洪积物在周围流沙遭受风蚀后的残留物，所以我们也将其划入风蚀地貌。

1. 雅丹国家地质公园雅丹

雅丹国家地质公园雅丹，其分布区是我国最为典型和壮观的雅丹分布区之一（图 5-48），是罗布泊地区雅丹的重要组成部分，其东西长约 10km，南北宽约 10km，发育于浅棕色泥岩和砂岩互层的基础上，高 15～20 m，长 200～300 m 不等。该雅丹地貌区有南北两片，北片走向 NNE10°～SSW190°（图 5-49），南片走向近乎东西（图 5-50）。在如此小的范围内，雅丹的走向差异如此明显，说明流水作用在该区雅丹地貌的形成过程中曾经起了重要作用，风力作用是在流水形成的轮廓基础上进行再塑造，即郦道元《水经注》中所说的“淦其崖岸，余留风吹”。即使在雅丹发育的现代过程中，流水特别是暴雨和洪水仍然发挥着重要作用，因为雅丹地貌体上布满流水痕迹。

2. 阿奇克谷地的零星雅丹

阿奇克谷地的零星雅丹分布区面积不大，合计不到 $100km^2$，有 3 个比较集中的分布区，即在八一泉至盐水岭之间，乱梁附近以及库木库都克的北部（但据库姆库都克较远），也有单个分布的雅丹土丘（图 5-51），土丘高 15～20m，长 30～50m，宽 20～30m。主要发育在灰色泥岩和沙岩互层上，表层有砾石层覆盖，一般顶部也已破坏，说明形成时间较长。但也有顶面保留完整者，如八一井西南约10km处雅丹群

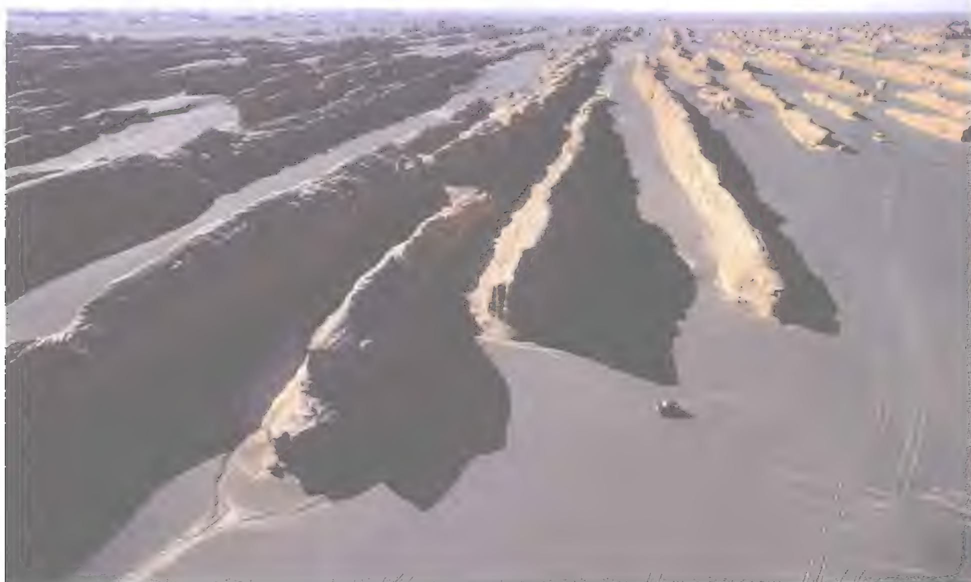


图 5-48　三垄沙典型雅丹地貌

Fig. 5-48　Typical yardangs in the Yardang National Geological Park



图 5-49　三垄沙雅丹分布区北片

Fig. 5-49　The northern area of the Yardang National Geological Park

(Google Earth 影像；位置：40°31′19.34″N，93°04′10.01″E)

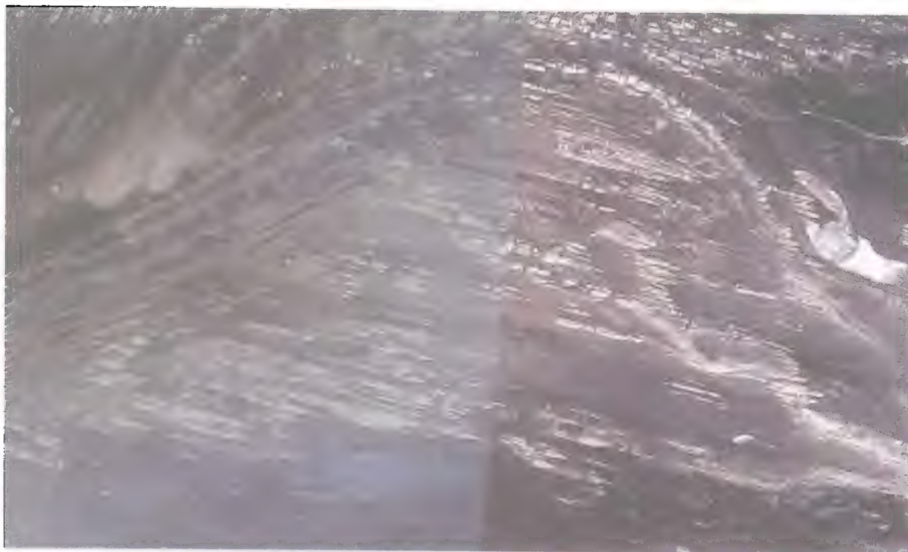


图 5-50　三垄沙雅丹分布区南片

Fig. 5-50　The southern area of the Yardang National Geological Park

(Google Earth 影像；位置：40°27′57.69″N，93°08′23.69″E)

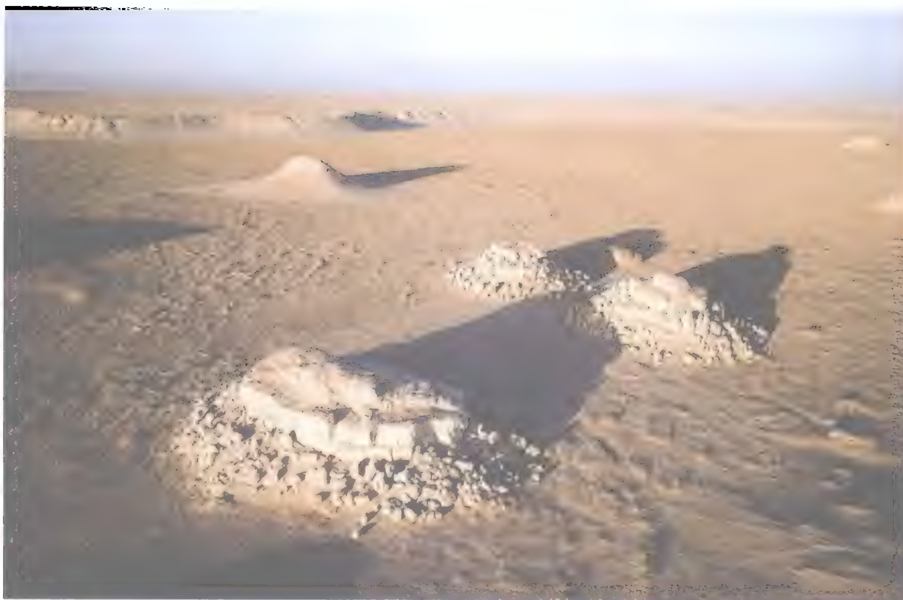


图 5-51　阿奇克谷地的零星雅丹土丘

Fig. 5-51　Earth hummocks scattered in Aqik Valley

顶面平整，延伸较长（图 5-52）。与三垄沙雅丹相似，阿奇克谷地的零星雅丹也显示了流水过程所起的作用，如卫星影像上显示的八一井西南约 10km 处雅丹群图案明显是流水作用形成的（图 5-53）。

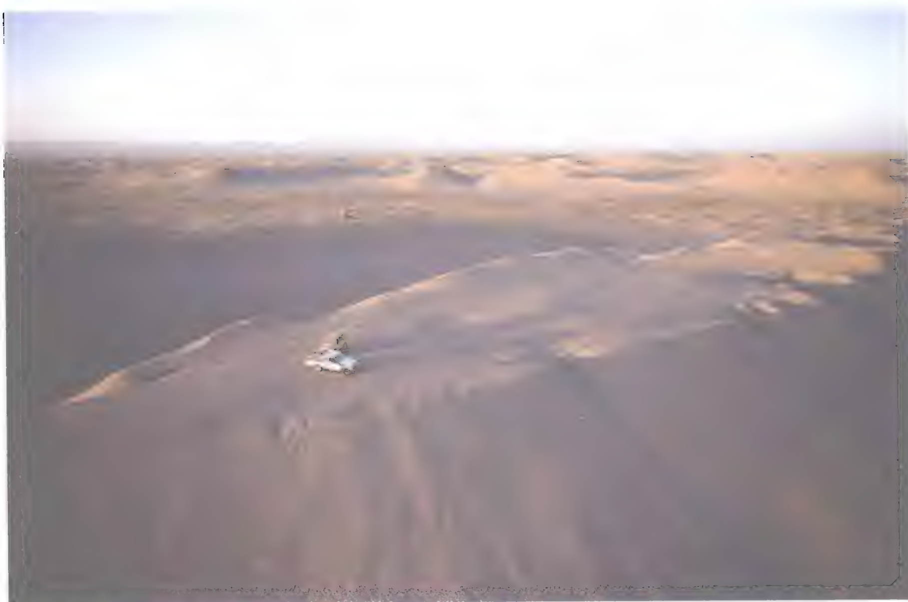


图 5-52 八一井西南约 10 km 处雅丹地貌

Fig. 5-52 Yardangs located about 10km southwest of Bayijing

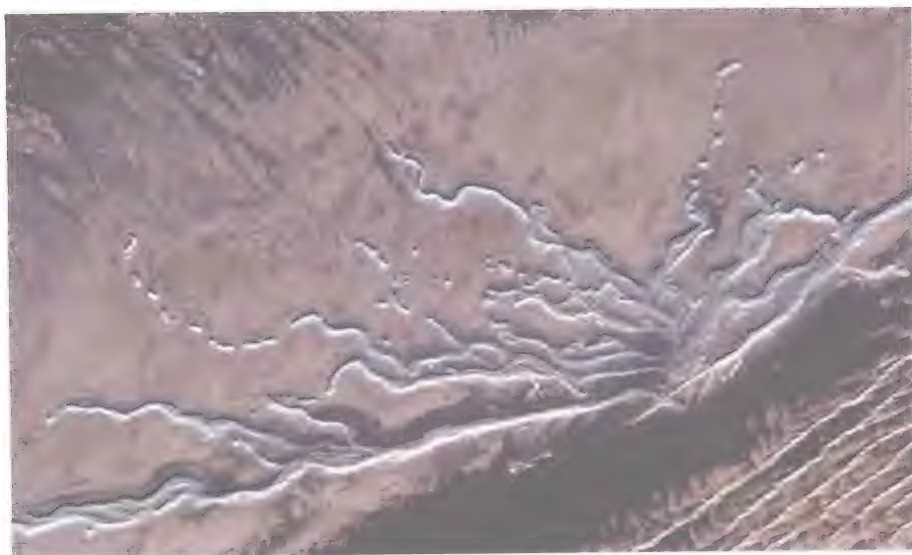


图 5-53 八一井西南约 10 km 处雅丹群

Fig. 5-53 Yardang group located about 10 km southwest of Bayijing

(卫星像片；中心点位置：40°19′36.27″ N，92°13′12.51″E)

5.2.4 沙 砾 碛

与我国其他沙漠相比，分布于沙漠北部的沙砾碛也是库姆塔格沙漠的突出特色之一。所谓沙砾碛系指沙漠中，由风蚀作用形成的蚀余砾石堆积体。沙砾碛形成与发育的大环境是由青藏高原隆升产生的阿尔金山与库姆塔格沙漠之间的巨大高差，而更直接反映的是沙漠形成之后的突发性气候事件。沙砾碛是洪积物在风蚀环境中的产物，具有独特的发育循环，其发育过程中每一循环过程的完成都将意味着砾石在沙漠中的再分散。库姆塔格沙漠沙砾碛出现的位置与分布范围，及其与南部地貌特征的对比，从某种程度上显示新构造运动对库姆塔格沙漠地貌形成与演化具有重要的影响。

沙砾碛主要分布在40°07～41°16′N之间。在这个地带发源于阿尔金山的诸河流（现在大多为干谷），流向都由北偏西方向转为北偏东方向或东北方向。沙砾碛在空间上不连续，在较大的几条河流，如梭梭沟和小泉沟的北部分布比较集中，显示古河道痕迹。沙砾碛覆盖在流沙之上，两者之间界线清楚（图5-54）。沙砾碛厚度随地貌部位而不同，在平坦处较厚，可达1 m以上；有时与流沙互层，坡面上较薄，一般在0.2m以下。沙砾碛为松散堆积，无胶结，分选很差，砾石直径一般20～80mm，最大可达400～800mm。表层大砾石（粒径大于40mm）含量较高，磨圆度一般较差，物理风化强烈，300mm以上砾石裂隙发育。表层以下小砾石（粒径小于40mm）含量明显增加，磨圆度较表层砾石好，有时可见反映流水方向的迭瓦状构造。上述沙砾



图5-54 典型沙砾碛的砾石堆积

Fig. 5-54 The deposits in a typical gravel body

（位置：40°09′08.39″N，92°24′37.86″E）

碛特征表明，沙砾碛是覆盖在流动沙丘或丘间地之上的洪积物或泥石流堆积。突发性洪水时期形成的沙砾碛堆积经后期风成作用的再塑造，呈现为各种形态，常见的沙砾碛形态类型有：

（1）砾石台。高 5～12 m，顶部为完整的平坦面，面宽 3～15 m，平面形状有长条形、方形和圆形等，类似罗布泊地区所见的方山地貌。条状砾石梁最长可延伸数百米甚至 1～2km，有与沙丘走向平行者，也有与沙丘走向斜交者。顶面周边界线明显，界线之外为落石坡，类似沙丘的落沙坡。落石坡上部坡度较陡，大于 30°，下部逐渐变缓（图 5-55）。



图 5-55　砾石台

Fig. 5-55　Gravel platforms

（位置：40°11′07.31″N，92°25′28.38″E）

（2）砾石梁。砾石梁是库姆塔格沙漠比较常见的沙砾碛，高 3～6 m，顶部无完整的平坦面，有的为浑圆状，有的为锐利的脊状，平面形状有直线形和弯曲形，延长数十米至数百米，甚至 1 km 以上；有与沙丘走向平行者，也有与沙丘走向斜交者。与沙丘走向平行的条状砾石台和砾石梁有时被流沙覆盖，以至于有的学者认为，库姆塔格北部的线性沙丘受下伏沙砾碛的控制（图 5-56）。

（3）砾石峁和砾石锥。我们借鉴黄土地貌中“黄土峁”的概念来描述库姆塔格沙漠中形态类似的沙砾碛。砾石峁高 3～6 m，顶部浑圆，平面形状近乎圆形，底面直径 5～10 m，一般孤立地出现在丘间地。砾石峁进一步发展成为砾石锥，顶部比较尖锐。高度 2～6 m，底面直径 5～10 m，一般或孤立或群状出现在丘间地(图 5-57)。

（4）砾石滩和砾石条。与周围流沙地表无明显高差，平面形状不规则。在风沙活动影响下，有时被掩埋，有时出露地表。我们把呈长条状的砾石滩称为砾石条(图 5-58)。



图 5-56　砾石梁

Fig. 5-56　Gravel girders

（位置：40°14′12.73″N，92°27′52.32″E）

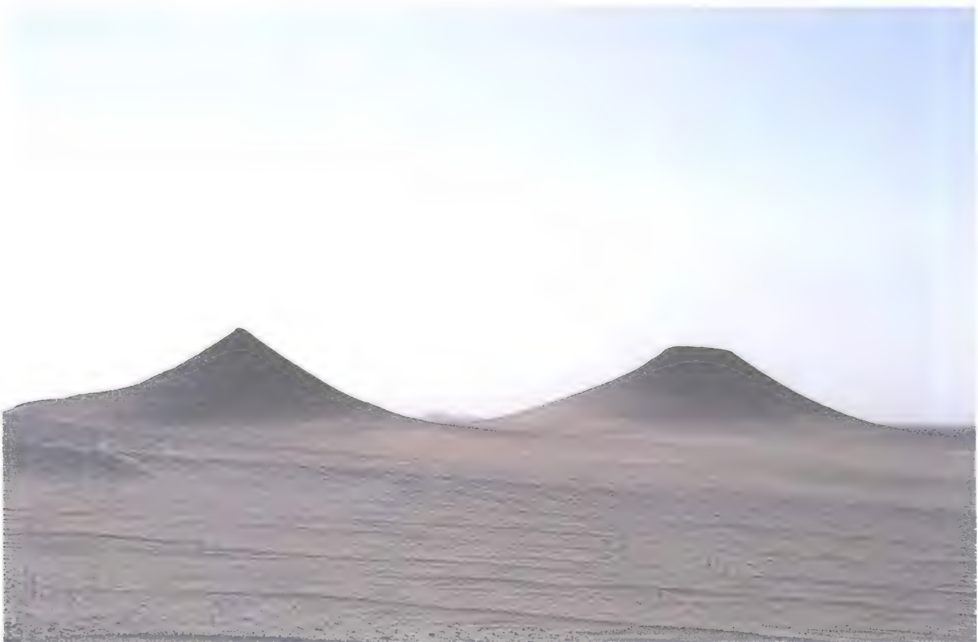


图 5-57　砾石锥

Fig. 5-57　Gravel replates and gravel cones

（位置：40°14′18.70″N，92°27′56.43″E）



图 5-58　砾石滩

Fig. 5-58　Gravel sheets and gravel strips

（位置：40°13′14.62″N，92°16′43.19″E）

（5）砾石环。类似冻土地貌中的石环，与周围流沙地表无明显高差，直径 4～10 m，砾石带宽 2～3 m（图 5-59）。

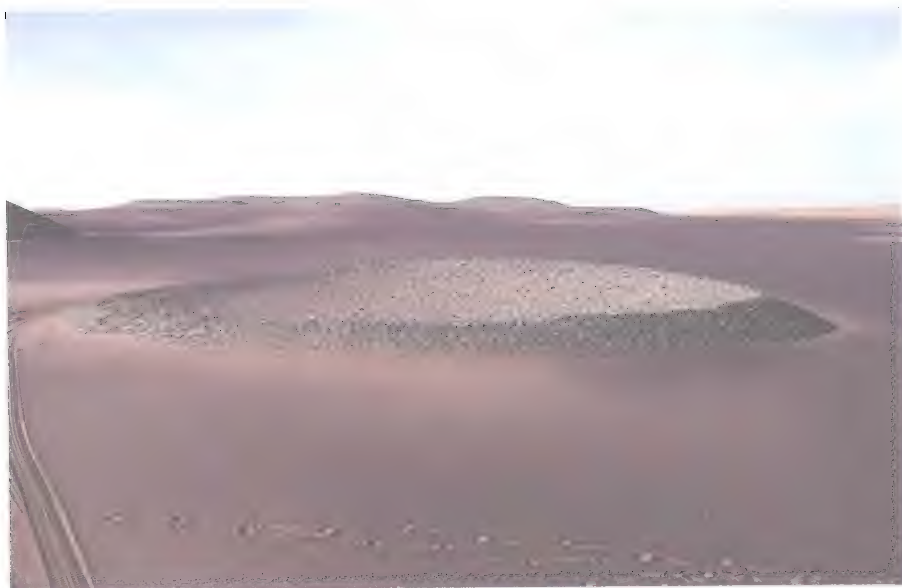


图 5-59　砾石环

Fig. 5-59　Gravel rings

（位置：40°13′47.16″N，92°17′42.16″E）

火星勘测轨道飞行器上的高分辨率成像科学实验照相机于 2009 年 3 月拍摄的照片表明，在火星安东尼亚第陨坑底部也有类似的沙砾碛（图 5-60）。

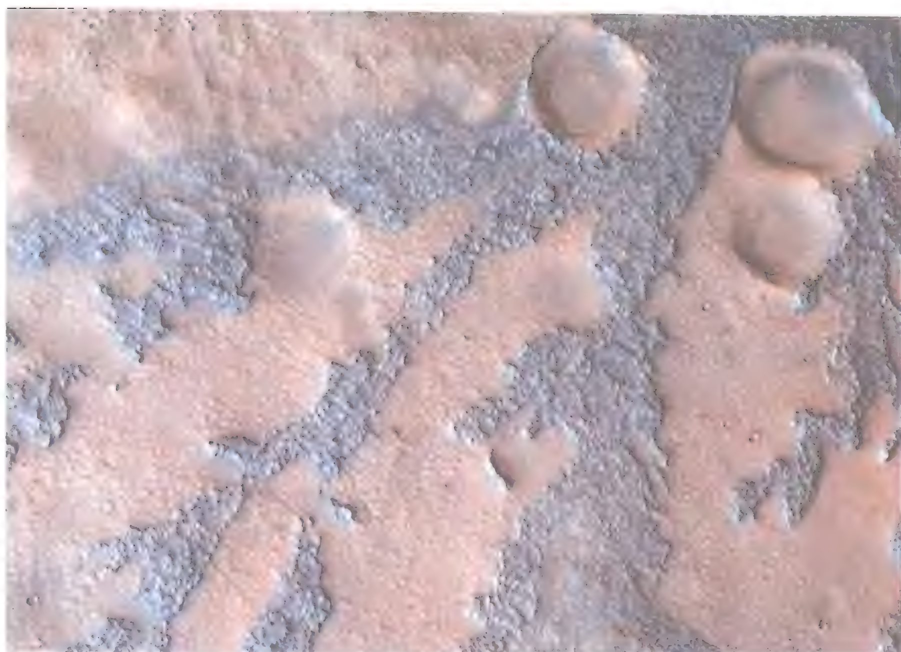


图 5-60　火星安东尼亚第陨坑底部的沙砾碛

Fig. 5-60　Gravel bodies at the bottom of Antoniadi Crater on Mars

参 考 文 献

陈宗器．1936. 罗布淖尔与罗布荒原．地理学报，3（1）：19—49.

董玉祥．2000. 中国温带海岸沙丘分类系统初步探讨．中国沙漠，20（2）：159—165.

吴正．1987. 风沙地貌学．北京：科学出版社．

Bagnold R A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen. 265.

Cooke R U, Warren A, Goudie A S. 1993. Desert geomorphology. London: UCL Press. 526.

Duck R W, McManus J. 1981. Ice-collapse induced waves and graded gravel ridges on a Lake Beach. Earth Surface Processes and Landforms, 6: 203—206.

Ellwood J M, Evans P D, Wilson I G. 1975. Small scale aeolian bedforms. Journal of Sedimentary Petrology, 45: 554—561.

Fedorovich B A. 1948. The relief of Asian sands as a reflection of atmospheric circulation processes. Problemy Fizicheskoi Geografi, Series 6 (13): 92—109.

Fryberger S G. 1979. Dune forms and wind regime. In: McKee E D, eds. A Study of Global Sand Seas, 305—397. USGS Professional Paper 1052.

Greeley R, Iversen J D. 1985. Wind as a Geological Process. Oxford: Cambridge University Press.

Hack J T. 1941. The dunes of western Navajo county. Geographical Review, 31: 240—362.

Lancaster N. 1995. Geomorphology of Desert Dunes. London: Routledge. 290.

Livingstone I, Warren A. 1996. Aeolian geomorphology, an introduction. Essex: Longman. 211.

Mainguet M. 1984. A classification of dunes based on aeolian dynamics and the sand budget. In: El-Baz F, Eds. Deserts and arid lands, 31—58. The Hague, Martinus Nijhof.

McKee E D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. In: McKee E D, Eds. A study of global sand seas, 3—19. USGS Professional Paper 1052. 429.

McKee E D. 2004. Introduction to a study of global sand seas. In: McKee E D, eds. A study of global sand seas. Honolulu: University Press of the Pacific. 1—19.

Melton F A. 1940. A tentative classification of sand dunes: its application to dune history in the southern High Plains. Journal of Geology, 48: 113—174.

Pye K, Tsoar H. 1990. Aeolian sand and sand deposits. London: Unwin Hyman. 396.

Sharp R P. 1963. Wind ripples. Journal of Geology, 71: 617—636.

Thomas D S G. 1997. Sand seas and aeolian bedforms. In: Thomas D S G, eds. Arid zone geomorphology, 373—412. London: Belhaven Press. 713.

Walker J D. 1981. An Experimental study of wind ripples. Unpublished Master of Science Thesis. Massachusetts Institute of Technology.

Wasson R J, Hyde R. 1983. Factors determining desert dune types. Nature, 304: 337—339.

Wilson I G. 1972. Aeolian bedforms—their development and origins. Sedimentology, 19: 173—210.

第 6 章　风沙地貌的形成

风沙地貌的形成过程是风沙地貌学研究的核心问题之一，库姆塔格沙漠风沙地貌类型复杂，相应的形成过程与影响因素也比较复杂。国内外关于风沙地貌的形成研究是比较薄弱的环节，所以我们对库姆塔格沙漠风沙地貌形成的研究也只能是针对一些主要类型。库姆塔格沙漠风沙地貌的形成既具有其他沙漠风沙地貌形成的共性，也具有其独特性，关于库姆塔格沙漠风沙地貌的形成研究试图在前人工作基础上有所进步，重点讨论我们对一些主要沙丘类型形成方面所做的工作。所以，在本章我们重点讨论库姆塔格沙漠风沙地貌宏观格局的控制因素，横向沙丘和灌丛沙堆的流场特征，星状沙丘的形成模式，风棱石、雅丹地貌和风蚀戈壁的形成过程与影响因素。

6.1　风沙地貌宏观格局的控制因素

库姆塔格沙漠风沙地貌的宏观格局的突出特点是：①总体上像一把巨大的扫帚覆盖在阿尔金山北麓的洪积冲积扇上。②总体地势西南高而东北低。③风沙地貌类型与规模自北向南愈来愈复杂高大。④南部地表切割严重，高差大，而北部则较为平坦。虽然，区域气候和风况是导致风沙地貌类型及其分布格局的直接因素，但库姆塔格沙漠处于青藏高原北部边缘这一特殊的地理位置，使得新构造运动和水系变迁成为除气候之外影响风沙地貌宏观格局的重要因素。

6.1.1　新构造运动

新构造运动对库姆塔格沙漠风沙地貌宏观格局的影响首先表现在，产生了阿尔金山与库姆塔格沙漠的悬殊高差，使阿尔金山强烈物理风化产生的碎屑被快速输送到库姆塔格沙漠，成为风沙地貌发育的物质基础。库姆塔格沙漠之南阿尔金山独特的NEE构造走向和大规模的左旋走滑断裂活动及其对毗邻地区地貌与环境的深远影响受到学术界的广泛关注。作为中亚大陆内一条现今以左行走滑为主的巨型构造带，阿尔金断裂带处于印度板块新生代向北强烈挤压，北部受塔里木和西伯利亚板块，东部受华北板块阻挡围限的大地构造背景中。一般认为，阿尔金断裂带是亚洲大陆内部一条巨型左旋走滑断裂带（图 6-1），西起西藏的拉竹龙附近，东到甘肃的金塔盆地，隐没于巴丹吉林沙漠之中，全长1 600 km（郑剑东，1991）。所以，有的学者甚至将其与巴丹吉林沙漠的地下水联系起来。目前关于阿尔金断裂带的活动有两种不同认识：一种观点认为其活动于元古代(周勇等,1999)；另一种观点则认为自晚中生代—新生代才开始活

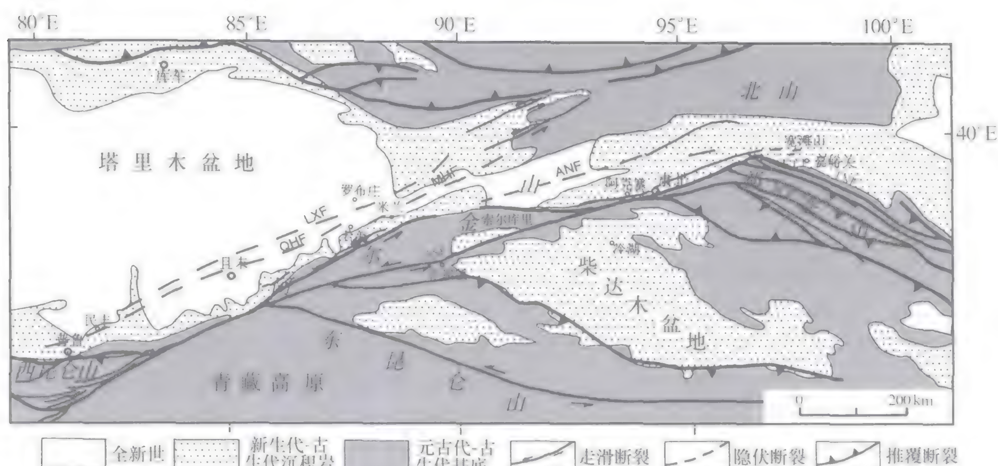


图 6-1　阿尔金断裂系简图（据任收麦等，2003）

Fig. 6-1　Sketch map of the Altyn Tagh fracture system (Ren et al., 2003)

动（车自成等，1998）。但是对第四纪以来，特别是中更新世以来断裂带活动更强、更复杂是没有异议的（任收麦等，2003）。全新世晚期断裂中段地震历史的研究结果和 60 年内（1932～1993 年）6 级以上 14 次强震的记录（王卫东等，1999）表明，目前阿尔金断裂的活动更为强烈，沿阿尔金断裂伸展方向的走滑速率达 20～30 mm • a^{-1}。如此活跃的新构造运动对库姆塔格沙漠风沙地貌的宏观格局必会产生重要影响。

根据第四纪地层、构造形变和绝对年龄资料等综合分析，阿尔金山的新构造运动和构造地貌演化具有阶段性和空间差异性（李志中，1994）。与青藏高原的隆升演化过程存在密切关系（王富葆等，1981；李志中，1994）。长期低缓隆起的阿尔金山地区在第三纪中新世前后仍为贯通塔里木和柴达木的浅海或湖泊环境，上新世早期继续发展湖相沉积，构造上升活动继而开始，强烈构造上升发生于 2.80～2.10 Ma BP之间，相当于青藏高原的普兰运动(王富葆等，1981)。经过这次构造上升，阿尔金山呈岛状崛起。2.10～1.60 Ma BP，构造环境相对稳定，阿尔金山发育第一级山麓剥蚀面。1.60 Ma BP，伴随南北向构造应力的强烈挤压，阿尔金山走滑断裂带大规模压扭性活动使阿尔金山断块大幅度隆升，断陷盆地则大幅度沉降接受堆积，沉积物颗粒再度变粗。1.10～0.25 Ma BP构造环境再趋相对稳定，为阿尔金山前第二级剥蚀面以及西昆仑山第三级剥蚀面形成期，仅在 0.70～0.50 Ma BP间有一次强度较弱的区域构造变动。西昆仑山北麓前期形成的低山丘陵一度被削平，形成广阔的山麓侵蚀面，面上堆积颗粒粗大的冰水、洪积相砾石层，一般认为这套砾石堆积为中更新统乌苏群，与阿尔金山北坡各大河流出山口堆积的高阶地砾石层时代相当。1.10～0.25 Ma BP构造环境再趋相对稳定，为阿尔金山前第二级剥蚀面以及西昆仑山第三级剥蚀面形成期。西昆仑山北麓前期形成的低山丘陵一度被削平，形成广阔的山麓侵蚀面，面上堆积颗粒粗大的冰水、洪积相砾石层，一般认为这套砾石堆积为中更新统乌苏

群，与阿尔金山北坡各大河流出山口堆积的高阶地砾石层时代相当。0.25 Ma BP以后，阿尔金山再度急剧抬升，至此塔里木、柴达木两盆地才完全隔绝。

新构造运动的时空差异造成库姆塔格沙漠自西南向东北倾斜的总体地势。首先，阿尔金山断块上升幅度西部大于东部。阿尔金山西端，特别是西昆仑山区靠近印度板块西北角向欧亚板块俯冲插入的帕米尔地区，受挤压最强，而东段受挤压相对较弱。构造应力边界压力在阿尔金山西段与主断裂走向成75°～80°交角，东段两者交角只有40°～45°，因而西段主断裂带走滑与逆冲活动均很强烈，断块上升幅度大，东段主断裂带以水平走滑错动为主，上升较小。根据第一级剥蚀面现今分布高度初步估算，阿尔金山西段新构造运动上升幅度为3 200～3 400 m，东段上升幅度只有2 000～3 000 m，这与阿尔金山北麓磨拉石沉积总厚度和沉积物粒度自西向东变薄、变细的规律是吻合的。其次，断块上升时间西部早于东部，并自西向东发展。阿尔金山走滑断裂带西南端的阿什库勒火山群，在上新世末、更新世及全新世的多次喷发，是走滑裂带尾端多次引张活动的体现，说明自上新世末以来该断裂带的西南端是断裂最初破裂的起始端。第四纪时期，阿尔金走滑断裂带的左旋错断水系至今积累的总错距都是西部大于东部（丁国瑜，1989），如穿过西部段落的车尔臣河错距为54～60 km，而穿过东部段落的疏勒河形成时代相近的一段河流，错动至今的总错距仅5～6 km。阿尔金山区所发生的6级以上地震大体上自西向东迁移，如1924年7月民丰双主震型的7.25级地震及其余震即自西向东分布（尹光华等，1988）。

阿尔金山左旋走滑断裂运动导致发源于南部阿尔金山的河道错位，使所有的河道在39°50′N附近出现不自然的拐弯。在该纬度线以南，河道基本是自南向北，而在该纬度线以北，河道走向转向东北。对此现象我们可以做出这样的解释：阿尔金山的左旋走滑断裂意味着断裂的南侧自西南向东北移动，而断裂的北侧则自东北向西南运动。倘若南北两侧没有这种相对运动，源自阿尔金山的河流将顺应总体地势自西南向东北流动。而左旋走滑断裂两侧的相对运动将河道的南部向东北推，北部向西南推，从而将西南向东北的河道改造为自南向北。

6.1.2 水系变迁

阿尔金山北麓洪积扇发育和古水系变迁奠定了库姆塔格沙漠形成和演化的基础。第四纪以来阿尔金山强烈抬升之后，大量剥蚀物质通过洪水搬运，在阿尔金山北麓堆积，形成巨厚的第四纪洪积扇层。洪积物不断堆积过程抬高了洪积扇前缘海拔高度，导致洪积扇和古水系逐渐向海拔较低的右侧(东)偏转发育和变迁。水系对库姆塔格风沙地貌的形成具有多方面的意义：

（1）为风沙地貌的发育输送了物质基础，无论是风蚀地貌还是风积地貌，其形成与发育的物质基础都是来自水系的搬运作用。

（2）是导致沙漠南部风沙地貌类型较北部复杂的因素之一。沙漠南部由于水系的

切割作用，地势变得崎岖复杂，甚至出现峡谷（图 6-2），这一方面破坏了风沙地貌的连续性；另一方面，崎岖地形产生的局地环流使沙丘类型变得更为复杂。

（3）在沙漠北部，地势和缓，所以水系难以形成峡谷，但会以漫流的形式覆盖在原有的风沙地貌上，如沙丘上，形成埋藏古沙丘（图 6-3）。



图 6-2　库姆塔格沙漠南部小泉沟峡谷

Fig. 6-2　Xiaoquangou canyon in the south of the Kumtagh Desert

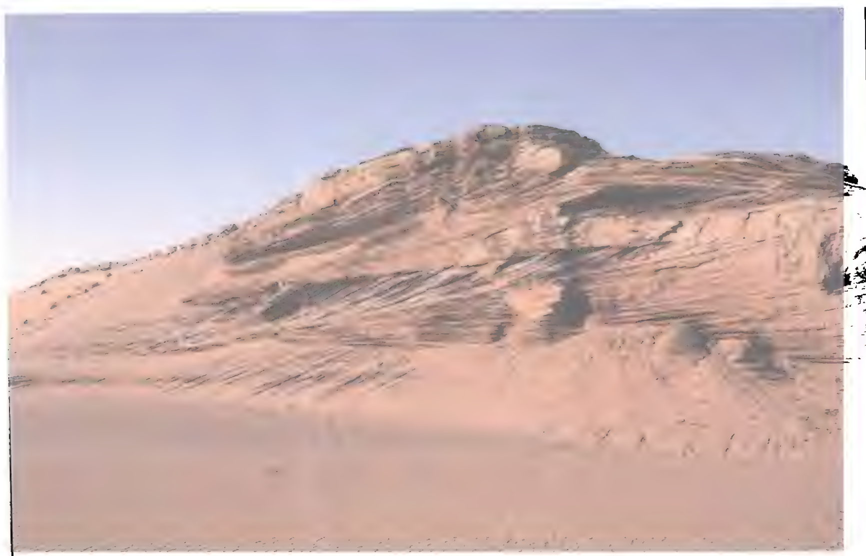


图 6-3　库姆塔格沙漠北部的埋藏古沙丘

Fig. 6-3　Buried dunes in the north of the Kumtagh Desert

（4）由于洪积物对流沙的覆盖，所以在库姆塔格沙漠形成了独特的风蚀地貌——沙砾碛。

1. 现代水系分布格局

库姆塔格沙漠现代水系实指发源于阿尔金山并沿南北向切割沟谷下泄的多条河流，其间只有 1～2 条常年流水，其余均为季节性洪水下泄的干河谷。自东向西主要有党河、崔木土沟、多坝沟、八龙沟、梭梭沟、小泉沟、红柳沟等（图 6-4）。其中，党河水从党河水库沿灌溉渠道向东被引流至敦煌；崔木土沟、多坝沟和八龙沟的河流或季节性洪水沿河道流入哈拉齐（敦煌西湖国家自然保护区）。梭梭沟的季节性洪水在沙漠中沿途形成多处积水湖泊，然后被蒸发散失。小泉沟和红柳沟季节性洪水可直接流入罗布泊。

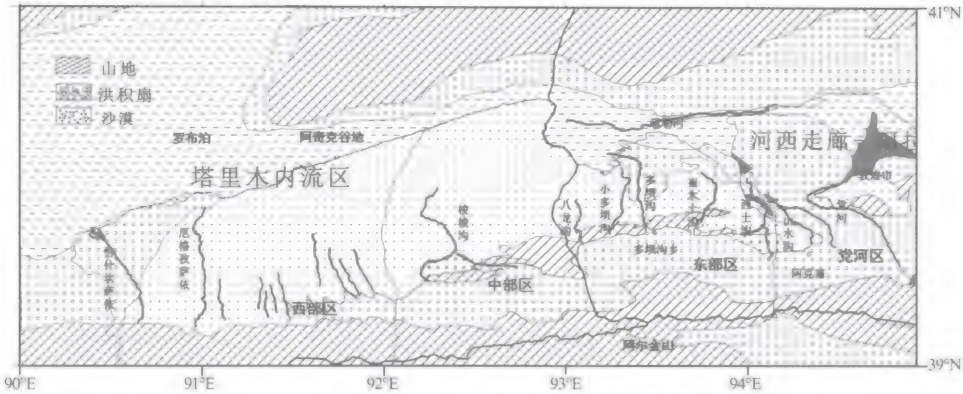


图 6-4　库姆塔格沙漠地形及现代水系分布（俄有浩等，2005）

Fig. 6-4　Distribution of modern drainage system in the Kumtagh Desert (Eyouhao et al., 2008)

（1）党河。党河是分布在库姆塔格沙漠最东的河流，其发源于阿尔金山东段。由于受阿尔金山北麓低山阻挡，党河携带的大量剥蚀物首先在阿尔金山北麓堆积，形成巨厚沙砾洪积扇层，出党河峡谷后，又形成自峡谷至扇缘 50km 以上的巨大洪积扇。水流出洪积扇北缘以后，与疏勒河西支汇合，西行注入哈拉奇。党河水库修建以后，河流被人工渠道向东引流，用于敦煌农田灌溉，少有西注哈拉奇的水流。

（2）崔木土沟、多坝沟、八龙沟。受崔木土山至大红山一系列北部低山阻挡，来自南部阿尔金山的剥蚀物质几乎全部在低山南侧堆积，形成巨厚沙砾洪积扇堆积层。崔木土沟、多坝沟和八龙沟是阿尔金山北麓低山的切割峡谷。由于地质构造作用，沿崔木土沟、多坝沟和八龙沟有多处断崖。多坝沟有较大流量的流水，形成了颇为壮观的瀑布。来自阿尔金山的洪水以及在洪积扇缘出露的地下水沿崔木土沟、多坝沟和八龙沟峡谷流淌。崔木土沟的流水最终向北流入敦煌南湖，多坝沟和八龙沟的流水最终向北流入哈拉奇（敦煌西湖自然保护区）。2006 年和 2007 年 9 月考察时，测得发源

于多坝沟口的泉水在多坝沟河床流长 20km，中游流量 0.059 $m^3 \cdot s^{-1}$。崔木土沟上游流量 0.136 $m^3 \cdot s^{-1}$。八龙沟没有泉水出露，仅有少量的当年洪水积水。

（3）梭梭沟：梭梭沟是阿尔金山北麓汇水面积最大、季节性水流最长的干河谷。它的汇水区域东起 39°20′N，93°10′E；西止 39°10′N，92°04′E 一带，东西跨度约 110 km。来自卡拉塔什塔格的东西两支洪水在卡拉塔什塔格北麓洪积扇缘处汇合后冲开断裂峡谷，沿西北方向下行 40 km，在 39°50′N，92°12′E 处突然折转成东北方向，沿东北-西南走向的沙垄间前进，形成了“S”型沟谷。梭梭沟南部为断裂峡谷，基岩出露。沟道狭窄，深度约 110m；中部为冲沟，沟谷开阔，深度 100m 左右，河道蜿蜒曲折。沟谷中出露多处山麓相砾石层、冲淤积黏土粉砂层、风成相风成沙等天然地层剖面。梭梭沟北部沟深 3～7 m，多被两旁洪水浸湿而塌落的大块半胶结粉沙岩土填阻，洪水流过时因受其阻挡而溢出河谷，在阶地之上漫流。梭梭沟季节性洪水出梭梭沟北口以后顺沙垄间低地沿东北方向流动，行程 40km，直达沙漠东北部，并沿途在沙垄间的低洼处汇集，形成多个面积不等的积水湖泊。在 40°14′N、92°33′E 处洪水曾汇积，形成面积 28 万 m^2 的湖泊。根据湖水痕迹推测，近期湖泊中心水面深度曾经达到 1.5～2.0 m。1992 年 8 月 TM 遥感影像显示，该湖盆仍然有水体存在，说明 20 世纪 90 年代初期阿尔金山北麓曾经发生过大的洪水过程。积水湖泊水体蒸发散失后，形成湖底严重龟裂的干湖盆。

（4）小泉沟：位于 91°E，正南北方向贯通库姆塔格沙漠，是季节性洪水下泄通道。小泉沟北部沟深 2～10m，水流出沟北口以后形成窄且长的洪积扇，水流可直抵罗布泊。小泉沟中部沟深 30～150m，宽度 20～200m。窄处两岸砾岩陡峭直立，宽处有阶地分布。小泉沟南部基岩出露，陡峭异常，有泉眼一处，泉流量约 200 $L \cdot h^{-1}$。泉水形成小股径流，行程 1km 后蒸发消失。沿泉水径流路径，生长有芦苇、干草、罗布麻等植物。

另外，从卫星影像上可清晰地看见，在小泉沟至梭梭沟之间，约有 10 多条季节性洪水河道分布于南北向沙垄之间。由于每个河道的山前汇水面积相对较小，没有形成足够的洪水，所以这些冲沟都没有贯通沙漠南北。2007 年 9 月 15 日，考察队沿 91°50′E 从沙漠北部向南穿越时发现，南北向沙垄间的低地平坦宽阔，宽度约 1.5 km。沙漠南部的宽谷内有深度 1～3 m 的冲沟发育，但冲沟长度较短，下泄的季节性洪水全部消失在沙漠中。

（5）红柳沟：位于 90°39′E。红柳沟沟谷较宽，宽度约 15～500m。自北向南沟谷深度在 2～150m。在红柳沟中南部，两岸砾岩陡峭直立。红柳沟中部和北部河床上滞留了多个体积达 300 cm×160 cm×120 cm 的青灰色巨大砾石，考察发现巨大砾石来自南部基岩。来自阿尔金山的季节性洪水穿过红柳沟，切穿南部基岩和中部砾岩出北口以后，形成长度约 42km、宽度至少 70km 的洪积扇。现代的季节性洪水河道出沟后向左（西）摆动，在罗布泊“耳廓”的西南方一带消失。2007 年 9 月考察时测得红柳沟南部峡谷水流流速 0.366 $m^3 \cdot s^{-1}$，河道宽 3 m，水流 4 km 后消失。

2. 洪积扇发育过程

库姆塔格沙漠主体分布在阿尔金山北麓山前巨厚洪积扇平原上。巨厚洪积扇是阿尔金山强烈隆升的产物。在阿尔金山强烈隆升和山前洪积扇发育过程中，流水对剥蚀物的搬运和堆积是洪积扇形成的主要外营力。

根据阿尔金山北麓低山分布状况和库姆塔格沙漠地貌、洪积扇形态及现代水系分布格局，可以初步判断，阿尔金山北麓自西向东分布的戈边山、卡拉塔什塔格、大红山、小红山和多坝沟北山等一系列低山对洪积扇的形成和发育起到了关键作用。由于戈边山至卡拉塔什塔格一线几乎没有低山分布，携带了大量剥蚀物的阿尔金山诸多水流，以垂直等高线的直线距离向北部下泄直抵罗布洼地，并在阿尔金山北麓产生了深厚的洪积层。而在该区域东部，由于连续分布卡拉塔什塔格、大红山、小红山和多坝沟北山等诸多低山，来自阿尔金山的洪水搬运物质前进受阻而首先在低山南侧堆积，并产生深厚的洪积扇沉积层。低山北侧则由于洪积物沉积很少而保持低海拔平原状态。随着时间推移，西部戈边山至卡拉塔什塔格之间的洪积物堆积不断增多，洪积前缘海拔逐渐抬高，水流坡降减小，自南向北的古水系因东部海拔较低而向右侧偏转变迁，开始新的洪积物堆积过程，并如此反复。卡拉塔什塔格至多坝沟北山一线低山南侧的沉积层高度到达山间出口高度之后，有部分洪积物开始通过卡拉塔什塔格与大红山山口、大红山与小红山山口，在低山北侧沉积，但数量相对很少，而低山的剥蚀物在低山北侧沉积相对较多。

3. 古水系变迁过程

当阿尔金山强烈隆升过程减缓及洪积扇发育完成之后，河流携带剥蚀物减少，古水系的功能由剥蚀物的搬运沉积转变为冲蚀。洪水冲蚀洪积扇，在洪积扇上形成很多条冲蚀浅沟，部分浅沟继续发育并冲蚀低山基岩，形成了红柳沟、小泉沟、梭梭沟、八龙沟、多坝沟等冲蚀沟谷。在最西端的红柳沟，沿红柳沟穿行的洪水出红柳沟北口以后，在罗布泊南缘产生宽大的洪积扇。由于戈边山阻挡了其南来的洪积物下泄，而使戈边山北部海拔相对较低，出红柳沟口的洪水携带碎屑物质则向海拔较低的西北推进，抬高了塔里木河入罗布泊的河道，形成喀拉和顺湖，使普尔热瓦尔斯误将喀拉和顺湖当成罗布泊。小泉沟流域集水面积较小，流量也相对较小，洪水沿正北方向下泄后进入罗布泊，并在罗布泊南缘产生窄且长的洪积扇。小泉沟至梭梭沟之间有约 10 条浅沟谷存在，每条沟谷因没有足够的水量而没能产生较大的冲沟，下泄的水流基本没有抵达罗布泊而消失在沙漠中。梭梭沟汇集了来自卡拉塔什塔格东侧和西侧的洪水，洪水通过卡拉塔什塔格北部的断裂峡谷，冲开沉积层一路下行，到达 39°50′N、92°12′E 一带时，受西侧偏转洪积扇层的阻挡，水流向海拔较低的右侧偏转，沿东北西南走向的冲蚀浅沟下行，最后抵达由阿奇克谷地与哈拉齐相连通的湖泊。东北-西南走向的水流冲蚀碎屑物质并朝东北方向的阿奇克谷地与哈拉齐相连通的湖泊推进堆

积，逐渐加大哈拉齐湖湾的弯度，形成了沙漠的“扫帚把”地貌。八龙沟和多坝沟的水流冲蚀低山峡谷，沿山间峡谷向北进入哈拉齐。

疏勒河是库姆塔格沙漠东部流域面积较大的河流。疏勒河的变迁对于哈拉齐的退缩和生态环境变化影响至关重要。疏勒河干流发源于祁连山深处的岗格尔肖合力岭，主要由发源于祁连山西段北坡的白杨河、石油河、昌马河、踏实河和党河等支流组成。根据历史文献资料、相关研究（冯绳武，1981）和地形图分析，史前时期疏勒河的西支曾经过踏实盆地的河道湖，西纳踏实河和党河，至少到达哈拉齐。历史时期以来，因中游绿洲耕地扩展，灌溉用水增大而使疏勒河流量减小。疏勒河终端向东逐渐退缩。17 世纪末以来逐渐退缩至玉门关以西的盐池湾、玉门关以东的波罗湖，清末退至哈拉诺尔。1950年接近到达安西西湖。1960 年双塔水库建成后，安西县城以下河道基本上断流。

6.1.3 青藏高原的间接影响

青藏高原北缘的阿尔金山除通过提供沉积物和断裂构造直接影响风沙地貌发育和沙漠的形成演变外，还通过对地面风场的影响间接影响风沙地貌的形成。青藏高原对库姆塔格沙漠地面风场的影响表现在其机械阻挡和热力作用两个方面。第 4 章关于库姆塔格沙漠的风动力形态分析表明，库姆塔格沙漠地区春、夏季节盛行的东北风与秋、冬季节盛行的西南风，形成气流南北辐合、东西辐散的流场。这是由于春夏青藏高原热低压发展，气流向高原辐合，地处高原北部的库姆塔格沙漠出现上山气流——北风；秋冬青藏高原冷高压形成，气流由高原向四周辐散，地处高原北部的库姆塔格出现下山气流——南风（曾晓青等，2009）。

青藏高原的机械阻挡作用主要表现在对春夏季节偏北气流的阻挡。春季，库姆塔格沙漠北部为偏北风，受阿尔金山地形的影响，气流向南运行发生分支，在途经沙漠过程中沙漠东部气流逐渐转变为西北风，中西部气流变为东北风，气流在库姆塔格沙漠南部变弱，这样，南下气流在新疆、甘肃和青海 3 省交界附近一分为三：一部分向塔克拉玛干沙漠流去；一部分顺势南下流入青海；另一部分沿阿尔金山北侧向甘肃运动。夏季，北风得到加强，在沙漠东南部，风向由春季的西北风转为偏北风，整个沙漠盛行北风，北部的北风越过沙漠后，变为东北风。秋季，沙漠北部西北风减弱，甚至消失，沙漠中南部出现明显的西南气流。冬季，沙漠北部出现弱西南风，沙漠中南部西南气流进一步加强。青藏高原上的西南气流强度超过西北气流，则该西南气流顺青藏高原而下，穿过新疆南部和青海东北部，到达库姆塔格沙漠，并穿越其沙漠（曾晓青等，2009）。

6.2　沙丘的形成

与风蚀地貌相比，风沙地貌学界对风积地貌，即沙丘的研究明显较多，而沙丘形成过程的研究又是沙丘地貌学研究的核心内容。如果说沙丘形态学主要关注是什么的话，沙丘形成研究则侧重回答为什么。沙丘形成过程最初的研究方法是野外观测，20世纪40年代以后兴起了模拟实验研究，80年代之后兴起了数值模拟研究，但基于特定环境的野外观测仍然是沙丘形成过程研究的最基本方法。纵观国内外关于沙丘形成过程的研究成果，我们发现，尽管沙丘类型复杂多样，但对其形成过程的研究很不平衡，以至于对世界各地沙漠中大多数沙丘的形成还没有令人信服的解释。即使对主要沙丘类型，除了对新月形沙丘的形成条件与发育过程有比较一致的认识外，关于其他主要沙丘类型，如线形沙丘和星状沙丘的解释分歧较多，出现多种假说并存的局面。所以，关于库姆塔格沙漠沙丘形成过程的解释也必须在沙丘地貌学已有研究成果基础上，立足于库姆塔格沙漠特殊的地理环境。如前所述，由于库姆塔格沙漠风沙地貌类型、形成条件与发育过程的复杂性，试图解释该沙漠所有类型的沙丘形成过程目前尚不可能。本节选择了风沙地貌学界研究较多的横向沙丘、星状沙丘、灌丛沙丘和格状沙丘，讨论其形成条件与过程。该沙漠的线形沙丘比较独特，将在第7章中对其进行单独讨论。在讨论各种沙丘形成时，我们充分参考国内外的研究成果，着重讨论库姆塔格沙漠形成条件的特殊性和我们获得的新认识，以期丰富和发展沙丘地貌学。我们对各主要沙丘形成过程的讨论侧重点也不同，有的主要依据野外调查和遥感影像分析结果，有的则侧重讨论模拟实验结果。总之，重在反映我们所做的工作。

讨论沙丘的形成首先要对影响沙丘形成的主要因素有个宏观的掌握，否则在众多复杂因素中难以分清主次，抓不住主要矛盾。实际上以往的沙丘地貌学研究在这方面已经做了很多努力。例如，Hack（1941）在研究美国亚利桑那州纳瓦霍（Navajo）西部的沙丘时就试图探讨影响沙丘类型及其形成的主要因素。他指出，在假定风向比较稳定的条件下，风力作用强度、沙源供应程度和植被覆盖度是影响沙丘形成和决定沙丘类型的主要因素（图6-5）。

Fryberger（1979）分析了世界不同沙漠不同类型沙丘的形成条件后发现，风向变化在塑造沙丘形态和决定沙丘类型中具有重要作用，在特定的风向条件下，风力作用强度（输沙势）对沙丘形态和类型具有一定的影响。Wasson等（1983）研究了澳大利亚沙漠中的沙丘形成条件后发现，除了风向之外，沙源供应量也是决定沙丘形态类型的重要因素（图6-6），该结论得到了Lancaster（1994）观测资料的证实（图6-7）。Livingstone等（1996）在总结已有研究成果的基础上，提出了沙丘形态类型与主要影响因素之间的概念模型（图6-8）。

图6-5至图6-8表明，尽管许多研究者在研究沙丘形成时都试图阐明其形成条件

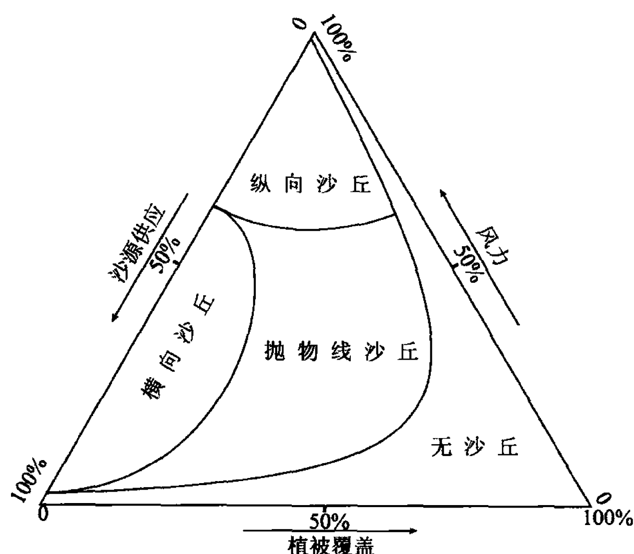


图 6-5　沙丘形态类型与风力作用强度、沙源供应程度和植被覆盖度的关系（Hack，1941）
Fig. 6-5　Relationship between dune form，strength of wind，available sediment supply and vegetation cover（Hack，1941）

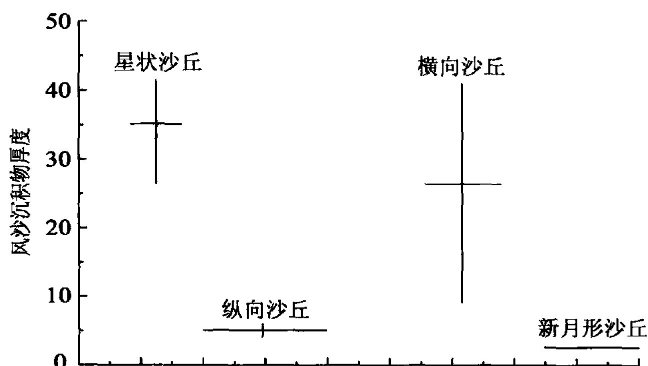


图 6-6　沙丘形态类型与风向和沙源供应量之间的关系（Wasson et al.，1983）
Fig. 6-6　Relationship between dune form，wind direction and sediment availability（Wasson et al.，1983）

与影响因素，但实际上不同研究者通过不同区域的研究获得不同的认识，这个问题尚需做更多的研究工作。

6.2.1　横向沙丘

横向沙丘，特别是新月形沙丘形成过程的研究，在沙丘地貌学中研究最多且争论最少。关于横向沙丘形成过程研究的焦点集中在沙丘产生的次生气流场，或二次流的

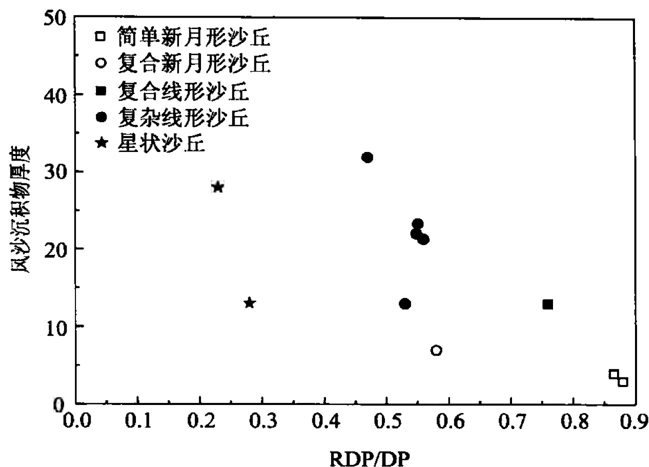


图 6-7 沙丘形态类型与风向和沙源供应量之间关系的野外调查结果（Lancaster，1994）

Fig. 6-7 Relationship between dune form, wind direction and sediment availability obtained by field investigation (Lancaster, 1994)

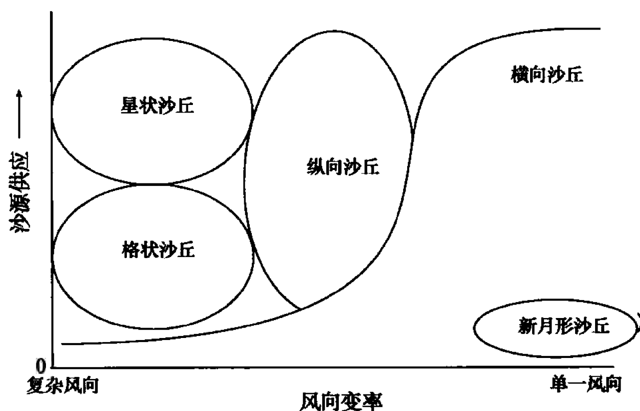


图 6-8 沙丘形态类型与风向和沙源供应量之间关系的概念模型（Livingstone et al.，1996）

Fig. 6-8 Conceptual model for interpreting the relationship between dune form and sediment availability (Livingstone et al., 1996)

作用。所以，我们在探讨库姆塔格沙漠横向沙丘形成时，在前人工作基础上，借助现代测试技术，着重研究了二次流特征。

通常而言，横向沙丘包括沙丘形态学分类中所指的“横向”和“新月形”等脊线与主导风向垂直的沙丘类型，而这些沙丘一般形成于单一风向和沙源供应不太充分的条件下（Werner，1995）。横向沙丘与新月形沙丘的形态塑造及其演化过程，受控于相似的二次流作用，而二次流结构又进一步取决于其迎风坡和背风坡坡度的发展程度。因此，对横向沙丘周围二次流结构的深入研究，其结果也能应用于新月形沙丘。由于沙丘发育过程中的沙粒输移主要发生在沙丘的迎风坡，所以，很多学者相继开展

了大量有关沙丘迎风坡气流与风沙流动力学特征的广泛研究（Lancaster，1985；Mulligan，1988；Frank et al.，1996a；Lancaster et al.，1996；Wiggs et al.，1996；Nickling et al.，1999；McKenna et al.，1997；2000；Wiggs，2001）。沙丘背风侧的气流结构决定了沙丘区的组织形态，尤其是丘间距离和丘间平地的自然状态（Frank et al.，1996b）。关于沙丘背风侧气流结构的研究，目前主要集中于描述沙丘尤其是线形沙丘背风坡流场和沙粒运移过程（Tsoar，1983；1985；Pye et al.，1990；Walker，1999）；然而，关于横向沙丘背风侧气流结构的研究还比较少，如果从背风侧二次流的物理性质方面来看，这方面的研究更是少之又少。

前人对于横向沙丘背风侧气流运动特性的研究主要是通过理论模拟、野外观测和风洞模拟实验等方法进行的（Walker et al.，2002）。在野外或者是风洞内，气流的流动特性通常是用旗子、纸带和烟雾这些简单的方法来显现，并且沙丘背风侧不同位置处的风速廓线也通常是用传统的测风仪器来测量。然而，随着测量方法的改进，研究者们已经可以获取更加详细的沙丘背风侧气流结构。如通过使用热膜测速仪及埃尔文式微压传感器，Walker 等（2003）详细测量了横向沙丘背风侧气流的湍流统计特征和剪切应力。最近，Parsons 等（2004a；2004b），Schatz 等（2006）运用 FLUENT 和 PHOENICS 等计算流体力学软件对绕过不同形状横向沙丘的气流进行了数值模拟。本节基于一种先进测量手段——粒子图像测速技术（particle image velocimetry，简称 PIV），在风洞内对横向沙丘背风侧不同位置处的流场及风速廓线做了精确测量。由于 PIV 技术具有对目标区域进行全场无干扰测量的优势，因此，本节可以提供更加详细的横向沙丘背风侧气流结构信息。

1. 沙丘背风侧气流代表性模型简介

本项研究建立于先前研究的坚实基础之上，我们的目的是对前人的研究增加一些新的信息以巩固他们的重要结论。因此，这就非常有必要对前人研究所开展的工作进行一个简单的回顾。

Jackson 等（1975）提出了关于低缓对称山丘（$H/L<0.05$）的边界层气流模型（Jackson-Hunt 模型，图 6-9），该模型通常被用来模拟沙丘区边界层气流的流动、剪切力分布以及沉积物传输等现象（如：Howard et al.，1978；Walmsley et al.，1982；Lancaster，1985；Mulligan，1988；Weng et al.，1991；Frank et al.，1996a；McKenna et al.，2000）。Jackson-Hunt 模型将绕过山体的边界层划分为一个薄内表面层（图 6-9 中的区域 C），显示了粗糙平衡条件下的恒定气流剪切特征；一个剪切层（图 6-9 中的区域 B），表明剪切作用随高度的增加而减小；还有一个外层（图 6-9 中的区域 A），表现为极弱的湍流动量交换且不受地面剪切力的影响。然而，Jackson-Hunt 模型难以用来描述沙丘背风侧气流的分离与反向等现象，因为它只适用于坡度较小而且对称的山体，而这种地貌现象在自然界很少存在。

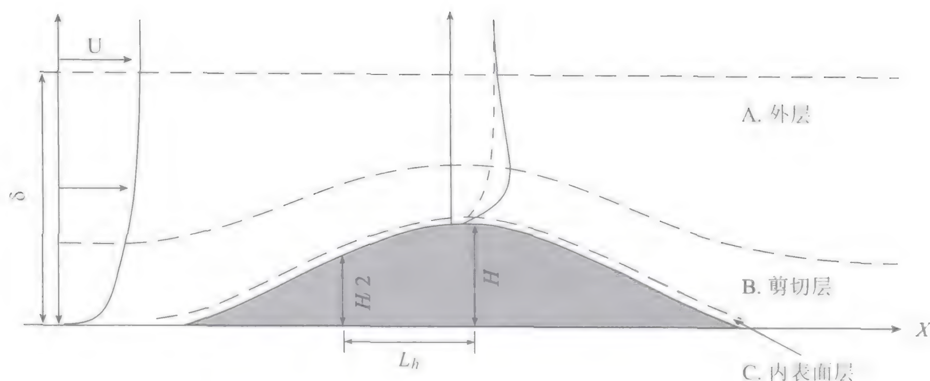


图 6-9　低缓对称山丘的边界层模型（Jackson et al.，1975）

Fig. 6-9　Boundary layer model over a low hill（Jackson et al.，1975）

Frank 等（1996a）首次在野外测量了横向沙丘背风侧的二次流发育特性，并且给出了背风侧气流的流动模式（Frank-Kocurek 模式）（图 6-10）。他们发现，二次流绕过沙丘顶部以后就出现分离，而且沙丘背风侧的二次流的分离结构通常可以划分为：分离泡（图 6-10 中的 E 区）；内流区（图 6-10 中的 A 区）；溢流区（图 6-10 中的 B 区）；含有两个亚区的尾流区（图 6-10 中的 C1 和 C2）和自分离点开始发育的内边界层（图 6-10 中的 D 区）。这些区域可以按照沙丘背风侧不同位置处非对数-线性风速廓线的拐点来区分。

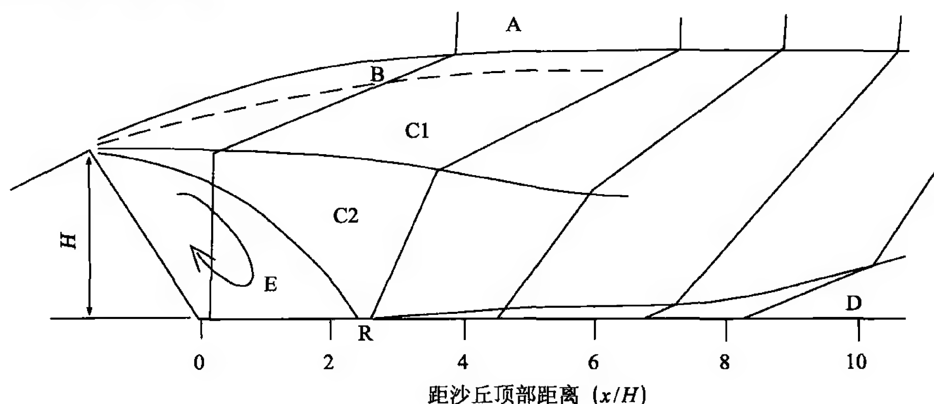


图 6-10　横向沙丘背风侧风速廓线和二次流分区（Frank et al.，1996a）

Fig. 6-10　Wind profile and secondary airflow on the leeward side of a transverse dune

Walker 等（2002）通过野外观测和风洞实验模拟对 Frank-Kocurek 模型做了更加详细的补充，提出了一个概念模型（Walker-Nickling 模型）（图 6-11）。该模型在分离泡（图 6-11 中的 E 区）之上又增加了一个混合区（图 6-11 中的 F 区）；同时，该模型在湍流剪切区内大约与沙丘高度相当的位置处增加了一个最大雷诺应力区。与 Frank-Kocurek 模型相比，Walker-Nickling 模型更加强调了溢流区的划分（图 6-11 中的 B 区）。

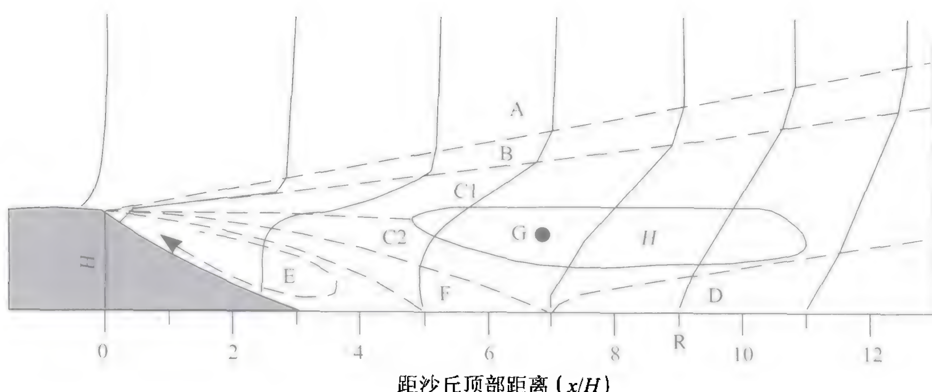


图 6-11　单个横向沙丘背风侧风速廓线和气流分区概念模型（Walker et al.，2002）

Fig. 6-11　A conceptual model for interpreting flow division and wind profile on the leeward side of individual transverse dune (Walker et al.，2002)

本项研究的目的就是对现有关于横向沙丘迎风坡坡度对其背风坡气流影响的相关模型做一补充。虽然有研究报道横向沙丘的背风侧气流深受背风坡坡度的影响（Sweet et al.，1990），但是，关于迎风坡坡度对横向沙丘背风侧气流发育影响的研究却很少。通过改变迎风坡坡度，我们在风洞中模拟研究了不同迎风坡坡度对横向沙丘背风侧气流模式的影响。

2. 风洞模拟实验

本模拟实验在中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室风沙环境风洞中进行，该直流吹气式风洞总长 37.8 m，其中实验段长 16.2 m，实验段截面积 0.6 m×1 m；该风洞风速在 1～40 m・s^{-1}连续可调，风洞实验段边界层厚度≥120 mm。

野外单个横向沙丘的高度通常在 3 m 到 8 m 之间，最小的沙丘高度也要超过 1 m（Bagnold，1941；吴正，2003）。在沙丘迎风坡，坡度因沙丘不同部位而异。一般而言，在沙丘迎风坡底部坡度较小，向沙丘中部逐渐增至最陡，而在沙丘顶部附近坡度又有所减小。在沙丘顶部与脊线之间坡度较为平缓，有时甚至会出现负坡度（Lancaster，1995）。通常所指的横向沙丘迎风坡坡度反映了其中部最陡的部分，而沙丘顶部与脊线之间的距离远小于沙丘迎风坡长度。所以，在本实验中，我们用复合板做成高度为 25 mm 的三角模型（沙丘顶脊不分离）用来模拟野外顶部比较尖锐的横向沙丘，模型的几何尺寸小于 1/40，所以可以严格控制实验的雷诺数以满足实验的动力相似。尽管如此，实验的尺度模拟一般还是要尽量满足 White（1996）提出的“与雷诺数无关”的条件。本实验所选模型高度与风洞边界层之间的特征比率为 0.21（White，1996），这样，风洞的气流厚度对绕过沙丘模型产生的边界层发育几乎没有什么限制。在实验过程中，将事先准备好的沙丘模型固定在距离风洞实验段入口 12 m处的下风向，这个距离大约等于风洞边界层厚度的 100 倍，这样就使得风速廓

线得以充分发育（White，1996）。实验过程中总共测试了4组风速（8m・s^{-1}、10m・s^{-1}、12 m・s^{-1}和14 m・s^{-1}），雷诺数（$Re=U\delta/\nu$，其中，Re为气流的雷诺数；U为自由风速；δ为边界层厚度；v为空气的运动黏滞系数）在$6.6\times10^4\sim1.2\times10^5$之间变化。而且，在实验过程中，我们还测试得到空洞（无干扰状况，风洞底板光滑）条件下自由风速为8～14 m・s^{-1}，粗糙雷诺数变化范围为2.3～3.6。在这种条件下，风洞气流模拟了全尺度空气动力学粗糙条件而且与雷诺数无关（Townsend，1956；Snyder，1972；White，1996）。

为了考察迎风坡坡度的影响，所有的模型背风坡坡度都只选择为30°，因为一般情况下横向沙丘的滑落面在28°到34°之间（Pye et al.，1990；吴正，2003），迎风坡角度通常在2°到20°之间（Lancaster，1995；吴正，2003），所以我们制作了6种不同迎风坡度（3°、5°、10°、15°、20°和25°）的横向沙丘模型。在实验过程中，沙丘模型长度正好布满整个风洞截面宽度，且沙丘脊线与气流方向垂直以模拟二维横向沙丘模型。

实验中，气流场的测定采用北京立方天地科技有限公司生产的PIV装置，这种新的测试技术是基于激光图像技术与数字图像处理技术而发展起来的。风洞的光学玻璃可以保证PIV激光具有良好的穿透性。PIV测量速度矢量的基本原理是：双脉冲激光发射时拍摄一对数字图像，通过下式计算目标区域中一个子区的速度

$$V_p=dx/dt \tag{6-1}$$

式中：V_p为粒子速度；dx为激光双脉冲时间间隔（延时）dt内粒子位移（关于PIV测量原理的详细信息，参见Stanislas等（2000）著作。当示踪粒子足够小时，可以认为粒子速度就代表了气流速度。PIV系统包括5个重要组成部分（图6-12）：双脉冲激光器（产生双脉冲激光以在极短的时间间隔内照亮运动颗粒）、导光臂（用于将激光转化为极薄的片状光源并投射至测量区域）、CCD相机（在激光照亮流场的瞬间捕捉两帧图像）、同步控制器（控制激光器与CCD高精度同步工作）以及用于存储、显示和处理图像的计算机。本实验中的示踪粒子为超细滑石粉（平均粒径≤10 μm）。在实验开始之前，我们用标准的皮托管对PIV所测风速进行了校准，发现这两种测试手段所测风速误差小于0.5%。示踪颗粒的释放，是在风洞实验段入口处的一侧由一个电动粉尘喷雾器直接喷入洞体内，这样示踪粉尘就跟随气流一起运动。

实验过程中，PIV系统的CCD相机架设在距离激光片光0.55m的位置，目标测试区域的面积为141mm宽×106mm高（1 600×1 200像素，图像放大率为0.088mm/pixel），通过移动CCD的位置和数据拼接，最终得到一个987mm宽、106mm高的测试区，这足以反映沙丘背风侧的气流流动模式。图像的采集速率是20帧・s^{-1}，最后得到的风速代表在40s内所记录的一个平均值（采集800帧图像）。每两帧图像可以计算得到一个流场资料，最后可对400个结果进行平均，这样就保证了统计上的显著性。

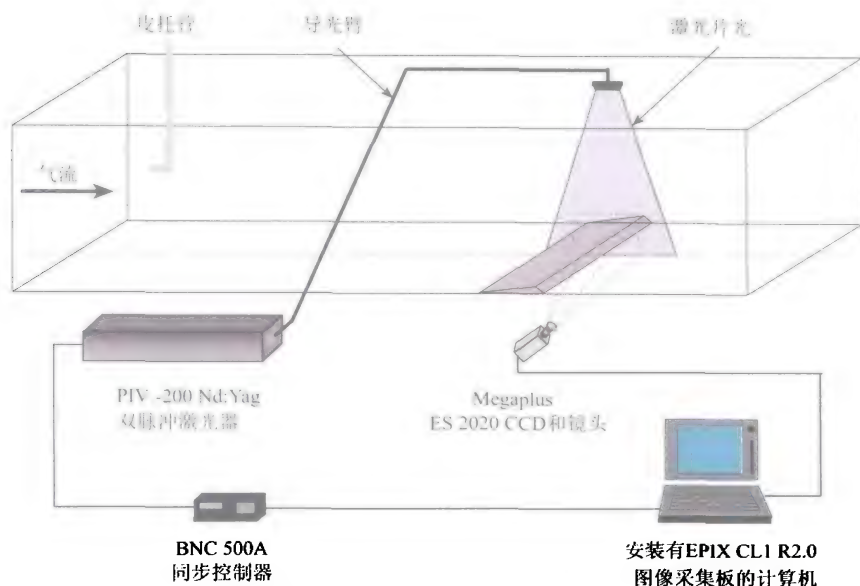


图 6-12　风洞模拟实验布置图

Fig. 6-12　Layout of the instrumentation for wind tunnel simulation

3. 结果与讨论

1）气流的分离与重附

图 6-13 显示了迎风坡坡度为 15°、自由风速为 8 m·s^{-1}时沙丘背风侧的典型气流场特征。对所有不同迎风坡坡度的沙丘而言，气流都是在脊线处分离，在紧邻脊线的背风侧分离点后形成一个回涡（反向流），产生一个分离泡。这表明，沙丘的迎风坡坡度虽然可以影响分离泡的形状特征，但不是其背风侧气流分离与反向的决定因素。沙丘背风侧分离泡的形状大致呈椭圆型，而且分离气流在距分离泡下风向一定距离处开始重附。我们选择了 4 个参数来描述分离泡的特征，即：气流重附距离（l）、分离泡高度（h）、面积（S）和形状比（A），这几个参数分别定义如下：

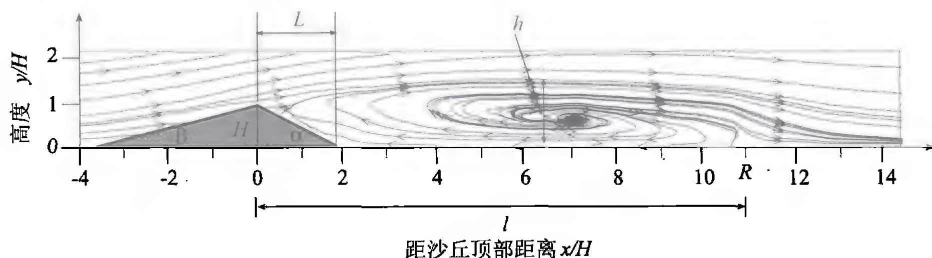


图 6-13　PIV 测得的典型横向沙丘背风侧流线结构

（迎风坡坡度为 15°，自由风速 8 m·s^{-1}）

Fig. 6-13　Streamline structure of leeward side of typical transverse dune measured by PIV

气流重附距离是指从沙丘脊线到气流重附点之间的水平距离，气流自该位置逐渐恢复并向下风向推进（图 6-13），这个参数反映了分离泡的水平长轴。从理论上讲，分离泡的顺风向顶点和重附点应当处在不同的位置处，因为前者可能在地表之上出现，而后者则一定是在地表产生。实际上，这两者之间的位置差异非常小以至于可以忽略。例如，Walker（1999）在野外和风洞进行流动显示的结果表明，气流重附是沿分离线涡旋脱落的表现，一般发生在分离泡之后 0.5 H（H 为沙丘高度）的范围内。因此，在实际应用中，人们通常把这两个特征点都认为是气流的重附距离。重附点可以通过沙丘背风侧地表气流的水平速度结构来确定，它一般出现在水平风速开始由逆向转为顺风向的位置。图 6-13 中分离泡的高度大致可以定义为闭合流线群的上部边缘，它表明了分离泡的短（纵）轴特征。分离泡的面积可以定义为包围分离泡的外边界面积，它反映了反向气流的范围。形状比率是分离泡高度与重附距离之间的比值，这个参数定义了分离泡的扁平程度。本节接下来的部分着重讨论这些参数尤其是它们随迎风坡坡度而变化的特征。

图 6-14 所示的是重附距离随迎风坡坡度和风速之间的变化关系。可以看出，迎风坡坡度对重附距离的影响要比风速对其影响更加明显。通过统计平均的方法，可以滤除不同风速条件下的重附距离的微小差别。气流重附的平均距离一般在 4.8 H～10.8 H之间变化。当沙丘迎风坡坡度为 3°和 5°时，气流重附距离接近且最小；随着迎风坡坡度的增大，气流重附距离也在迅速增大并且在 15°时达到最大值；当迎风坡坡度进一步增大时，气流重附距离就接近常数或是略有减小。

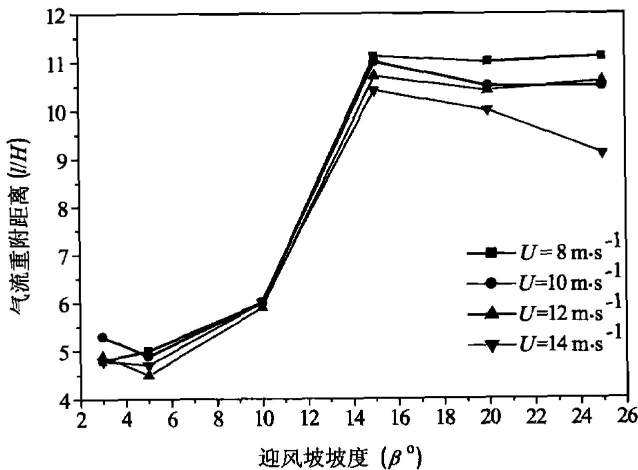


图 6-14 无量纲气流重附距离随迎风坡坡度和自由风速的变化

Fig. 6-14 Changes of dimensionless flow reattachment distance with the windwardslope and free-stream velocity

气流重附距离受众多因素的影响。Sweet 等（1990）认为，重附距离在很大程度上取决于风速风向、沙丘形态、气流入射角度以及大气稳定性。目前所报道的气流重

附距离差异性较大，应当归因于不同的实验和观测条件。尽管风力和流水作用条件下流体重附距离受不同因素的影响，但本实验的结果在本质上与前人在空气和水中的研究结果是一致的（Engel，1981；McLean et al.，1986；Nelson et al.，1989；Frank et al.，1996a）。例如，Frank 等（1996a）通过旗子示踪与沙粒轨迹观测，测量了沙丘背风侧气流的重附距离。他们的结果表明，气流重附距离一般在沙丘高度的 1.6 倍至 5.4 倍之间变化，平均是沙丘高度的 4 倍（但他们未提及沙丘迎风坡坡度），这个距离与 McLean 等（1986）以及 Nelson 等（1989）在水中的观测结果相吻合。Walker 等（2003）通过野外观测和风洞模拟实验，发现在气流垂直于沙丘脊线条件下，单个和连续多个沙丘背风侧的气流模式是相似的，但单个沙丘背风侧的气流重附距离比连续沙丘的稍大一些。他们还在风洞中运用飘带示踪的方法确定了横向沙丘模型背风侧的气流重附距离，实验模型高度为 80 mm，迎风坡坡度为 7.6°，背风坡坡度为 27°。在这种条件下，自由风速为 8 m·s^{-1}、13 m·s^{-1}和 18 m·s^{-1}时所对应的气流重附距离分别为 6.5 H、8.0 H 和 7.5 H。Parsons 等（2004a）运用数值模拟的办法研究了绕过理想横向沙丘的气流结构，结果表明，气流重附距离在 3.25 H～14.63 H 之间变化，并且随迎风坡坡度的增大而增大。在他们的数值模拟中，沙丘背风坡坡度为 32°，迎风坡坡度则通过改变沙丘高度和迎风坡长度在 4°到 16°之间变化。当沙丘迎风坡坡度相同时，沙丘越高其无量纲化的重附距离就越大。图 6-15 比较了 Parsons 等（2004a）的结果与本实验的一些结果。可以发现，尽管两者的测试条件有所不同，但在迎风坡坡度不超过 16°时两者具有良好的一致性；本实验的结果表明，最大重附距离出现在 11 H 之间，但受限于迎风坡坡度范围，Parsons 等（2004a）的结果并没有反映出明显的转折特征。Schatz 等（2006）的数值模拟研究表

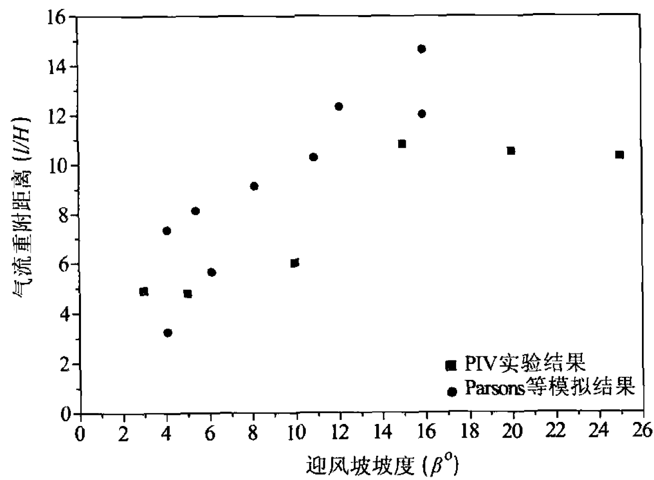


图 6-15 数值模拟和 PIV 测得的无量纲气流重附距离对比

Fig. 6-15 Comparison of numerical simulation result (Parsons et al., 2004a) with dimensionless flow reattachment distance measured by PIV

明，重附距离是沙丘脊线角度的函数，并且在 3.94 H～8.81 H 之间变化。总之，所有的这些结果都表明，气流重附距离与沙丘几何形态特征之间的关系较为复杂。

图 6-16 所示的是分离泡的无量纲高度与沙丘迎风坡坡度之间的关系。相对于重附距离而言，分离泡的高度随迎风坡坡度的变化要比其随风速的变化更明显。分离泡高度表现为低于（≤10°）和高于（更大坡度）沙丘高度两种形式。根据我们的实验条件，无量纲的分离泡高度在 0.61 H～1.48 H 之间变化，在 3°、5°和 10°沙丘迎风坡坡度的条件下，分离泡高度低于沙丘高度；而在 15°、20°和 25°沙丘迎风坡坡度的条件下，则高于沙丘高度。分离泡高度在迎风坡坡度为 15°时达到最大值，且随坡度的进一步增大表现为几乎不变或是略有减小。

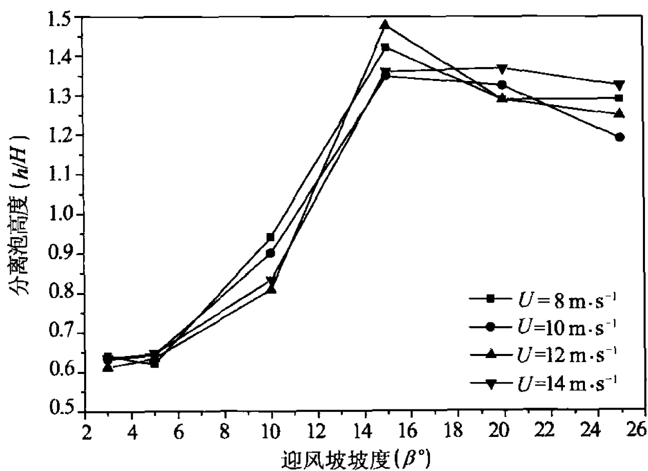


图 6-16　分离泡高度与迎风坡坡度及自由风速的关系

Fig. 6-16　Relationship between height of separation cell, windward slope and free-stream velocity

分离泡面积可以通过除以 H^2 来进行无量纲化处理。实验结果表明，无量纲的分离泡面积随风速没有变化；但随着迎风坡角度的变化，其表现出与重附距离和分离泡高度具有相似的变化规律（图 6-17）。分离泡面积随迎风坡度的增加而增加，直至 15°时出现最大值，然后随坡度增加就不再变化或者有轻微的减小趋势。图 6-18 给出的是分离泡形状比率随迎风坡坡度与风速的变化关系。可以看出，除了 14 $m \cdot s^{-1}$ 风速以外，形状比率在迎风坡坡度为 10°时达最大值。总而言之，除14 $m \cdot s^{-1}$ 风速外，在所有的风速条件下，形状比率在迎风坡坡度小于 10°时随坡度的增加而增加；但当迎风坡坡度大于 10°时却随迎风坡坡度的增加而减小。

气流重附距离、分离泡的高度和面积均在迎风坡坡度为 15°时达到了最大值，表明在此条件下分离泡得以充分发育。在本研究中，模型尺寸与风洞边界层厚度的特征比 值为0.21，表明风洞内气流厚度对模型之上的边界层发育仅有轻微的限制作用。

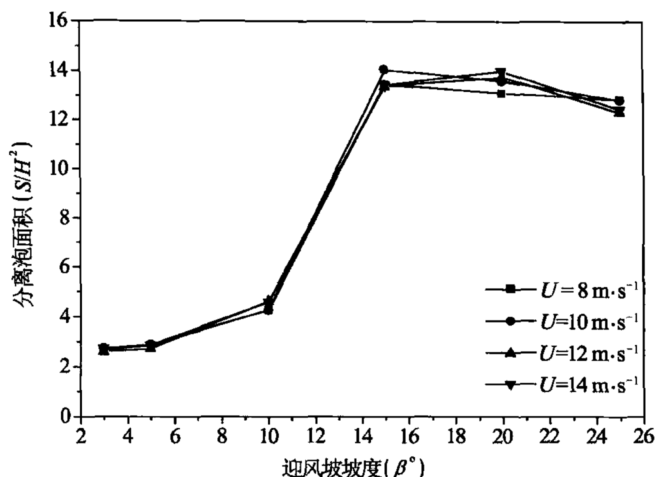


图 6-17 分离泡面积与迎风坡坡度及自由风速的关系

Fig. 6-17 Relationship between area of separation cell, windward slope and free-stream velocity

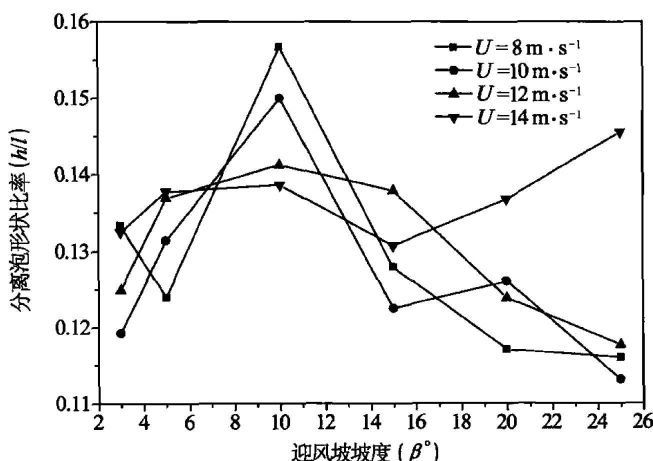


图 6-18 分离泡形状比率与迎风坡坡度及自由风速的关系

Fig. 6-18 Relationship between shape ratio of separation cell, windward slope and free-stream velocity

因此可以认为，对于沙丘自身发育过程中其周围的二次流结构而言，15°迎风坡坡度或许是一个临界值。野外实体沙丘的迎风坡坡度变化范围较小，且随着沙丘形态尺度的增大而增大。因此，沙丘迎风坡最终将在气流作用下形成一个均衡坡度。在自然条件下，横向沙丘迎风坡坡度一般不超过 20°（Lancaster，1995；吴正，2003）。然而，在何种坡度条件下，沙丘背风侧分离泡充分发育、这个均衡坡度又是多少，现在还没有明确的答案。横向沙丘背风侧的蚀积模式不仅取决于平均气流状况，还与其湍流结

构、切应力及压力的分布等息息相关。因此，还需要开展进一步研究，以探明横向沙丘的均衡坡度及其与背风侧二次流特征之间的关系。

2）风速廓线与气流区域

PIV 实验所拍摄的图像，可以经过计算机处理以 32 像素（2.8mm，每像素约 0.088mm）的波长输出不同格点位置水平和垂直风速矢量。根据沙丘背风侧不同位置的风速数据，以绘制风速廓线。根据剪切风速和速度廓线形式，可以将沙丘背风侧的气流模式划分为不同区域。图 6-19 展示了 PIV 所测得的沙丘背风侧典型风速廓线，这些风速廓线在形态上与 Frank 和 Kocurek（1996a）、Walker 和 Nickling（2002）野外测量结果基本一致。但本结果与 Frank-Kocurek 模型以及 Walker-Nickling 模型的一个显著区别在于：图 6-19 中并没有出现由风速廓线拐点所分割的不同线段，风速廓线基本上是平滑且逐渐过渡的。出现这种差别的原因在于 Frank-Kocurek 模型以及 Walker-Nickling 模型所依据的野外观测点过少，因此，并不能充分反映本研究所得到的渐变特征。本研究采用 PIV 技术所测得的高分辨率（高度间隔 2.8 mm）和具有统计平均意义的风速廓线，表明图 6-19 中平滑过渡的风速廓线比截点式风速廓线更为合理，尽管实际风速可能存在瞬时的截点。

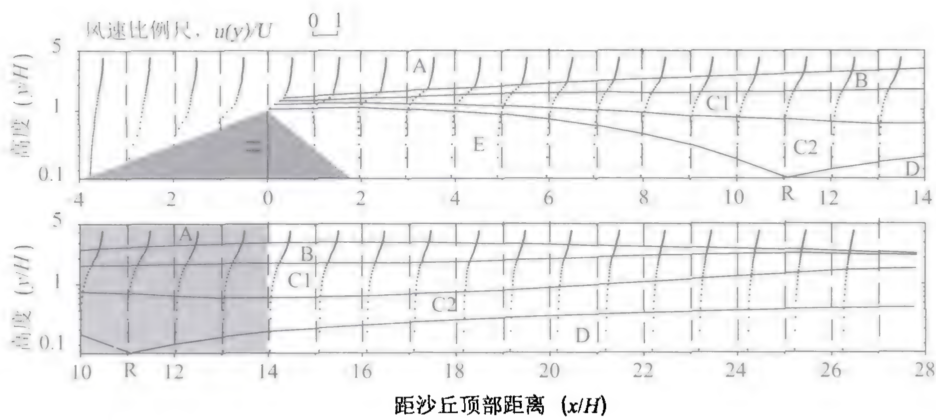


图 6-19　PIV 测得的横向沙丘背风侧风速廓线及气流分区

（迎风坡坡度为 15°，自由风速 8 m·s⁻¹）

Fig. 6-19　Wind profile and flow division on the leeward side of a transverse dune measured by PIV

根据沙丘背风侧的非对数-线性风速廓线及速度梯度所反映的廓线分段特征，可以将沙丘背风侧的气流划分成 6 个层或区域。这些区域包括：外流区（图 6-19 中的 A 区），溢流区（图 6-19 中的 B 区），包含两个亚区的尾流区（图 6-19 中的 C1 和 C2 区），内边界层（图 6-19 中的 D 区，自重附点开始发育），以及分离泡（图 6-19 中的

E 区）。实际上，由于风速廓线的渐变特征，要精确划分这些区域有一定难度。虽然如此，本研究中所划分的这些区域基本上还是与 Frank-Kocurek 以及 Walker-Nickling 模型相一致。在 Frank-Kocurek 模型中，溢流区非常窄并且区分得不是很明显，但图 6-19 中的溢流区（B 区）更为明显也更宽。与 Walker-Nickling 的模型（图 6-11）相比，图 6-19 中并不能明显区分出存在于分离泡之上的湍流剪切区和高湍流剪切区。Walker 和 Nickling（2002）认为，这些区域对沙丘背风侧的气流重附以及沉积物输运过程起着重要的控制作用。我们认为，要精确划分这些区域，采用湍流统计方法或许更为合适。

从图 6-19 来看，本研究划分的气流分区进一步证实了 Frank-Kocurek 以及 Walker-Nickling 所提出的模型。外流区表现为相对较小的速度梯度，并且基本不受沙丘形态的影响。溢流区则具有较大的速度梯度，但越向下风向其速度梯度也越小。在溢流区之下，为 C1 和 C2 两个亚区组成的尾流区。C1 亚区的风速和速度梯度均较大，而 C2 亚区与之相反，表现为低速和低剪切。在 Frank-Kocurek 模型中，并没有明显区分出 C1 和 C2 这两个亚区。实际上，正如 Walker 和 Nickling（2002）所提出的，由于风速梯度渐变，在尾流区形成了 S 形的风速廓线，且上层与下层尾流区之间的界限表现为沙丘背风侧风速廓线的拐点（收敛点）。

总之，尾流区向下游的延伸导致了上层和下层尾流的合并。在图 6-19 中，上层和下层尾流区在大约 22 H～24 H 的地方开始合并形成一个有统一梯度的单独风速廓线。当然，这个合并位置的判定只是建立在对风速廓线的简单考察之上，因而还缺乏合理的物理解释。值得注意的是，Frank 等（1996a）以及 Walker 等（2002）提出的上层与下层尾流区在大约 8 H～10 H 处合并，这一点与本节的结果有所不同。

图 6-19 中最下部（D 区）为内边界层，该层的主要特征表现为，随着向下风向距离的延伸，剪切作用以及层厚度均在增加；尽管本研究中 D 区与 C2 亚区之间并不存在明显的速度梯度变化，但内边界层的总体特征与 Frank 和 Kocurek（1996a）提出的变化规律一致。在内边界层及其上部的尾流区中，自气流重附点向下风向开始，风速廓线逐渐演变为一种较为均一的形式。当然，这需要一个相当长的距离才能达到均衡。根据图 6-19 中的风速廓线可以看出，在我们所测定的背风侧范围内，边界层还没有得到很好的恢复，这个距离将比 26 H 更远。

虽然有很多研究者都曾提出了类似的重附距离，但是他们估计的气流恢复距离却由于种种原因而差别很大。McLean 等（1986）认为越过水下沙丘的水流，其恢复距离为 30 H～50 H 之间；Lancaster（1989）认为，单个新月形沙丘背风侧的气流恢复距离在 10H～15H 之间；而 Walker 和 Nickling（2002）认为，气流经过一个独立的沙丘以后，需要 25 H～30 H 之间的距离才能使边界层得以恢复达到平衡。气流恢复距离的估算差异主要取决于两个原因。首先，恢复距离的定义不像重附距离的定义那

样清楚，后者可以根据速度的水平分量来判定。其次，相对于重附距离而言，恢复距离可能受更多复杂因素的影响，比如，沙丘的几何形状、风向、气流的入射角度以及大气稳定度等。

4. 结论

通过风洞模拟实验，运用粒子图像测速技术所测得的风速廓线，可以反映出顶-脊不分离的横向沙丘背风侧二次流发育特征。当背风坡坡度接近横向沙丘自然滑落面时，气流在沙丘顶部产生分离，并在紧邻沙丘顶部的背风侧形成一个回漩涡流。分离泡的特征可以用 4 个参数来描述，即：重附距离、分离泡的高度、面积和形状比。气流重附距离在 4.8 H～10.8 H 之间变化，分离泡的高度可能高于沙丘的顶部，也可能低于沙丘的顶部，取决于沙丘迎风坡坡度的不同。这 4 个参数的变化都受控于沙丘迎风坡坡度的变化，其中无量纲化的重附距离、分离泡高度和面积随迎风坡坡度的变化有着相同的趋势，都是在迎风坡坡度≤15°时，随迎风坡坡度的增大而增加，然后随着坡度进一步变陡而基本保持不变或是略有减小。根据上述 4 个参数极值的变化规律，可以认为，当迎风坡坡度为 15°时，沙丘背风侧的分离泡得以充分发育。基于野外横向沙丘实体的迎风坡坡度一般不超过 20°的事实，可以认为，沙丘背风侧充分发育的分离泡，表明了其迎风坡坡度已经达到均衡状态。有关分离泡与均衡坡度之间关系的深入理解，还需要从湍流结构、切应力和压力分布等方面加以探讨，这也是将来研究中需要重点关注的问题。

根据沙丘背风侧气流的速度廓线特征，我们按照 Frank-Kocurek 和 Walker-Nickling 的分区方法，将沙丘背风侧气流场划分为 6 个区域。这 6 个区域分别是：外流区、溢流区、上层尾流区、下层尾流区、分离泡以及内边界层。这些流动区域是按照风速廓线的拐点来区分的，但随着向下风向的延伸，风速梯度逐渐过渡，最终合并为统一的风速廓线。这是因为，越往下风向，上部区域的风速梯度越小而下部区域（内边界层）的风速梯度越大，导致两者逐渐合并。据此可以推测，气流完全恢复需要一个相当长的距离。

风成沙丘与水下沙丘可能在动力学上有着很多相似性。最近 15 年见证了关于水下沙丘动力学研究所取得的一些重大进步，包括野外观测、实验研究和数值模拟等（Best，2005）。所以，对风成沙丘和水下沙丘尾流特征进行综合对比研究，将有利于深入理解沙丘动力学过程。

相对于二维沙丘而言，沙丘的三维形态进一步增加了其背风侧的气流复杂程度。所以应用本研究所给出的二维情形下的结果还需要加以谨慎考虑。这是因为，在野外沙丘形态大多为三维的情形下，这种形态学上的简化在解释和理解自然界沙丘形态及动力学过程上还存在一定的局限性。因此，对沙丘动力学特性的深入把握必须考虑其三维形态。

6.2.2 星状沙丘

星状沙丘是世界沙漠中的主要沙丘类型之一，在各类沙丘中约占11%，覆盖大约5%的风沙沉积地表（Fryberger et al.，1981）。但与其他主要沙丘类型相比，风沙地貌学界对星状沙丘的研究比较少。星状沙丘主要分布在阿尔及利亚的大东方沙漠（Grand Erg Oriental）、尼日尔的法希-比尔玛沙漠（Erg Fachi-Bilma）、沙特阿拉伯鲁卜哈利（Rub al Khali）沙漠东南部、墨西哥大沙漠（Gran Desierto）、非洲南部的纳米布（Namib）沙漠、中国阿拉善沙漠和塔克拉玛干沙漠等地（Mainguet，1978；Breed et al.，1979；Lancaster，1983；1987；1989；朱震达等，1980；1981；Walker，1987）。其中阿尔及利亚东部大沙漠和墨西哥大沙漠中星状沙丘所占面积比例最大，在40%以上，其他沙漠中星状沙丘覆盖面积很少超过10%，库姆塔格沙漠星状沙丘所占的面积比例仅为3.4%。

根据形态特征，星状沙丘又可以划分为3大类（Breed et al.，1979），即尖狭的放射状星状沙丘、浑圆形团块状星状沙丘和沙臂尖狭并在某一方向伸展很长的星状沙丘。不同类型的星状沙丘形成过程和机制不同。库姆塔格沙漠的星状沙丘属于后两种类型。

1. 形成与发育条件

星状沙丘的形成与发育条件比较复杂，长期以来众说纷纭。费道罗维奇（1962）认为，金字塔沙丘形成在较大的山体之前，因山势障碍，气流遇阻，返回气流与原气流产生干扰而成。Cornish（1914）认为，金字塔沙丘形成于对流产生的上升气流。朱震达等（1981）认为，金字塔沙丘形成和发育条件是多方向的信风且各方向的风力相差不大、在邻近山岭地区，特别是山岭的迎风面，下伏地形有起伏，存在残余丘陵和台地地区发育。徐叔鹰等（1983）认为，山地对气流运动的干扰造成多风向和均衡风力在金字塔沙丘形成中起重要作用。贺大良（1986）认为，一定频数的起沙风而又不致有较大的风速、或地面上空有逆温层结使高处风速不至过大而使沙丘不断加高、直至形成高大的金字塔沙丘。库姆塔格沙漠星状沙丘的形成与发育条件如下。

1）风况

风沙地貌学界普遍认为，星状沙丘发育在复杂的风况环境中。在第5章中，我们也将星状沙丘归属为多风向作用下形成的沙丘，但这是一个很笼统的认识，那么，复杂风况的复杂程度如何，星状沙丘的形态特征是如何对应的则尚不能做出明确的回答。一般认为，星状沙丘的多角形态与年内不同时间吹来的不同方向的输沙风相对应（朱震达等，1981；McKee，1982；杨逸畴等，1994）。多数学者（费道罗维奇，1962；朱震达等，1980；Lancaster，1989；屈建军等，1992）认为，金字塔沙丘形

成于多风向且各个方向的风力都相差不大，并有较大输沙量的地区。Nielson 等(1987)认为，成熟星状沙丘的形成与维持至少需要三个条件，即当地主风向、沙丘的尺度和次生气流。实际上第三个条件是由前两个条件衍生出来的，只有当沙丘尺度达到一定规模后，才会出现次生气流。关于风况，他们指出，风向变化愈复杂、各风向之间的交角愈接近垂直、各方向的风力强度差异愈小，愈有利于星状沙丘的形成。在美国加利福尼亚 Mojave 沙漠北部的 Dumont 星状沙丘区，星状沙丘形成于相互垂直的季节性风况地区。星状沙丘见于从低能到高能、从钝双峰型风况到复杂的多向风况环境中。在利比亚的古达米斯（Ghudamis）等风高能区域，星状沙丘为孤立状态，而在阿尔及利亚附近的贝尼阿巴斯（Beni Abbes）低风能区域中，星状沙丘被弯曲的沙臂联结在一起形成星状沙丘链等，在副热带沙漠区域，星状沙丘多分布于沙漠向极地一侧的边缘，这里风向季节性变化很显著，而靠近赤道一侧的边缘地区主要受单一风向控制，很少分布星状沙丘。

库姆塔格沙漠集中连片的星状沙丘主要分布于沙漠南部阿尔金山和祁连山山前，我们根据山前的 4 个气象站和测风站结果，计算了星状沙丘区的输沙势，并绘制了输沙势玫瑰图（图 6-20）。三角滩、多坝沟和鸣沙山是 3 个星状沙丘密集分布区，沙漠南部测点附近则只有零星的星状沙丘发育。在库姆塔格沙漠，无论是输沙势的强度还是方向组成，星状沙丘发育的风况具有明显的区域差异。从图 6-20 可以看出，库姆塔格沙漠南部的星状沙丘形成于低风能和中风能环境，自东向西风能逐渐增大。风况的方向变率指数约在 0.3～0.6 间，明显较世界其他沙漠的星状沙丘区高，即风向变化较世界其他沙漠星状沙丘区简单得多（图 6-21）。从风向的分布形式看，沙漠中南部为锐双峰型，两峰的夹角接近 90°，多坝沟为钝双峰型，两峰的夹角接近 90°，而三角滩与鸣沙山为复杂型。所以，根据库姆塔格沙漠星状沙丘发育的风况，我们可以得出这样的结论：星状沙丘发育的风况是复杂风况和两峰近乎垂直的双峰型风况。需要说明的是，图 6-20 中的输沙势可能不能真实地代表星状沙丘发育的风况，因为这些站点仅是位于星状沙丘区的附近。由于星状沙丘都是发育在沙漠南部的山前，所以风况可能要比图 6-20 复杂。例如，鸣沙山和三角滩的两个测点较据山体其他两个测点（多坝沟和沙漠南部）比较近，所以这两个测点的风向就比较复杂。

2）地形的影响

地形对星状沙丘的影响反映在两个方面：一是周围地形对气流的影响；二是下伏地形对贴地层气流和风沙沉积的影响。所以，中国风沙地貌学者（朱震达等，1981）认为，星状沙丘发育的条件之一就是邻近山岭地区，特别是山岭的迎风面，下伏地形有起伏，存在残余丘陵和台地。前一个方面的影响，在中国沙漠中有较多例证，例如，巴丹吉林沙漠的东南部山前地带发育了比较集中的星状沙丘，塔克拉玛干沙漠麻扎塔格山北部也形成了较多的高大星状沙丘。在山岭的迎风面多发育星状沙丘是因为山体对气流的物理阻挡作用和热力作用使山前气流变得复杂。库姆塔格沙漠南部复杂

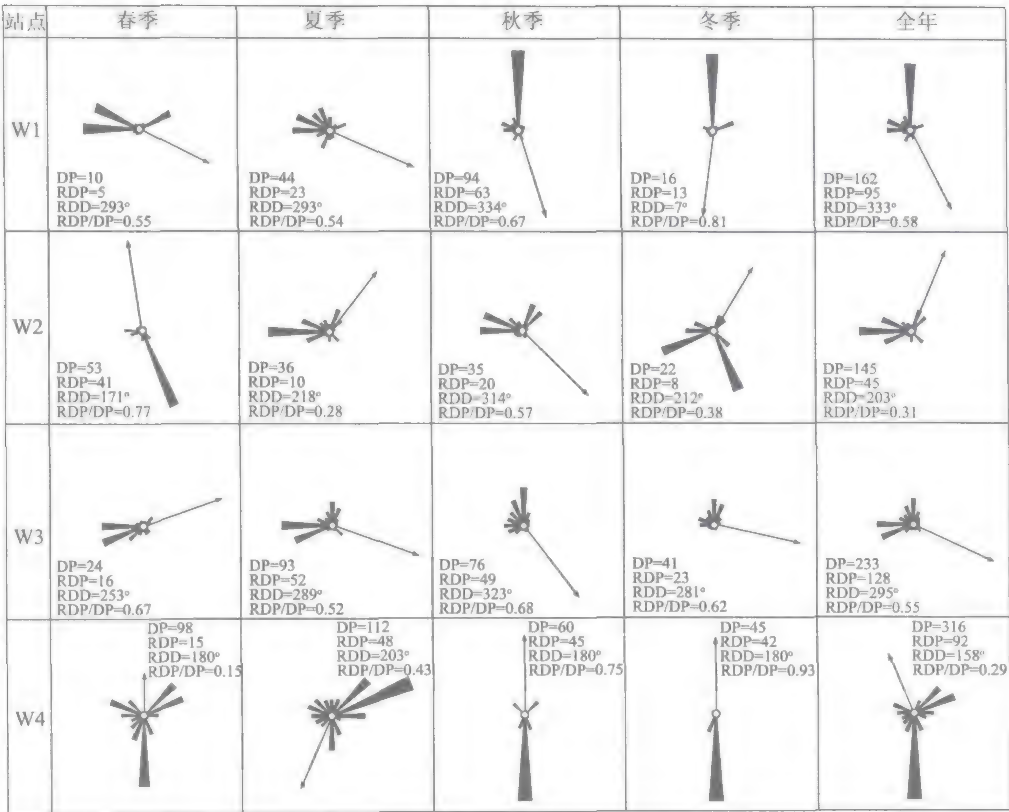


图 6-20　库姆塔格沙漠星状沙丘区输沙势玫瑰图

Fig. 6-20　Rose diagram of sand drift potential in star dune area in the Kumtagh Desert

（W1 为沙漠南部；W2 为三角滩；W3 为多坝沟；W4 为鸣沙山）

风况的形成既有大尺度地形的作用，如青藏高原、阿尔金山、祁连山及天山的动力或热力作用，又有小尺度的地形，如大红山、小红山、三危山等及沙漠戈壁下垫面的影响。东风受塔里木盆地东部倒灌东风的控制，西风受主体环流西风带和大型天气过程控制，南风则是属于地方性的局地环流，山地与盆地夜间热力差异形成的山谷风，是造成多风向的重要因素。莫高窟气象站和敦煌市气象站相距约 15km，但风向组成有很大差别（图 6-22）。莫高窟主要由偏南、偏西及偏东 3 组风向组成，其中风沙强度以偏西（31%）和偏南（30%）为主，偏东风（15%）相对较弱。偏西、偏南风既是来自鸣沙山方向的风。但是位于鸣沙山北缘的敦煌气象站 30 年观测结果表明，多年风向则只有两组风向。从两地气象资料可见，偏南为莫高窟顶地方性或地形产生的风况（张伟民等，1998）。

库姆塔格沙漠南部山前流水切割形成的崎岖下伏地形对星状沙丘的形成具有重要影响作用。凸起的山丘和下切的沟谷都会对风沙运移产生重要影响。在山体的迎风坡

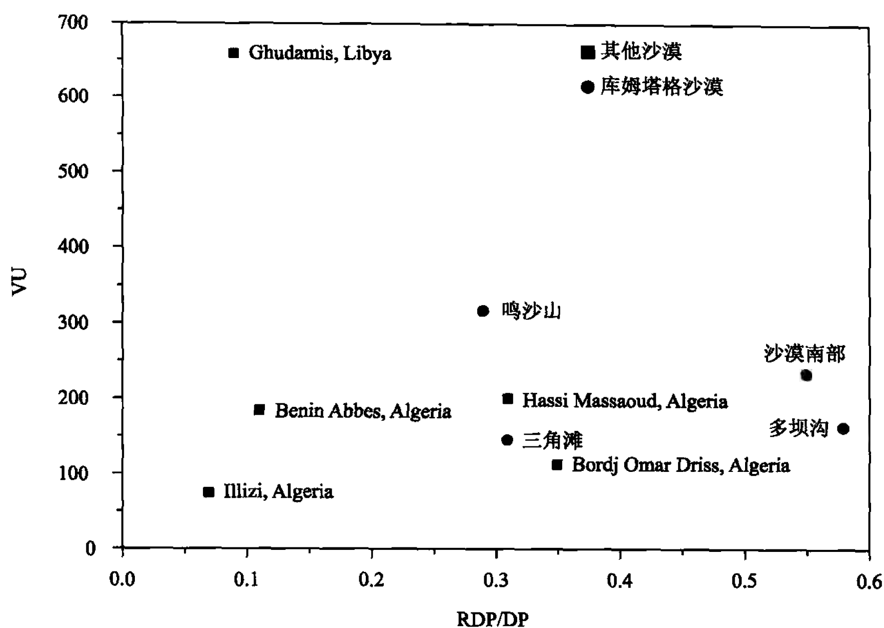


图 6-21　库姆塔格沙漠星状沙丘区风向变率与输沙势及其与世界其他沙漠星状沙丘区的比较

Fig. 6-21　Comparison of wind direction variability and sand drift potential in star dunearea in the Kumtagh Desert and other star dune area in world

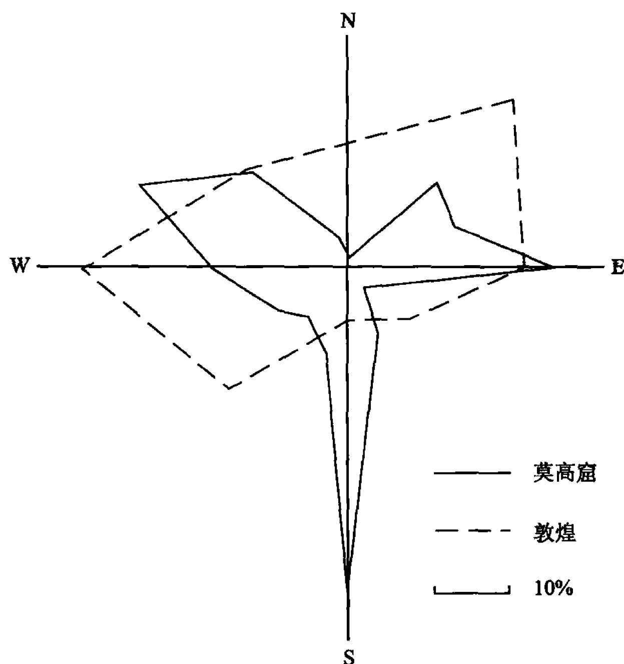


图 6-22　莫高窟和敦煌市风向组成对比（据张伟民等，1998）

Fig. 6-22　Comparison of wind direction in Mogao Grottoes and Dunhuang (Zhang et al. , 1998)

形成爬坡沙丘，不太高的山丘往往被流沙覆盖，形成星状沙丘的内核（图 6-23）。沟谷阻断风沙运移，有时形成两侧高大沙山的落沙坡（图 6-24）。



图 6-23　以山丘为核形成的星状沙丘

Fig. 6-23　Star dune with underlying hills



图 6-24　沟谷两侧高大沙山的落沙坡

Fig. 6-24　Slip faces of megadune formed on the sides of canion

3）沙源供应

长期以来，在风沙地貌学中，沙源供应程度被认为是影响沙丘发育的重要因素。在世界各沙漠，星状沙丘一般分布在沙漠内部以及下风向沉积物聚集的地方。星状沙丘有两个明显的特征：一是高大；二是比较稳定少动，此两特征一般与沙源较为丰富有关。根据 Fryberger（1979）、Wasson 等（1983）和 Lancaster（1989）的研究结论，星状沙丘形成于沙源供应充足的条件下。分析库姆塔格沙漠各种类型沙丘的分布规律，我们可以发现，库姆塔格沙漠的星状沙丘也形成于沙源供应比较丰富的条件下。两方面的证据可以说明这一点。从地面环流的总体形式来看，库姆塔格沙漠风沙的移动的趋势是自北向南，在南部遇到山体的阻挡沉积下来，从而使沙漠南部风沙的沉积厚度较大。从沙丘的高度来看，星状沙丘区沙丘的高度较其他类型沙丘区的高度大。Nielson 等（1987）指出，星状沙丘的形成有个临界最小尺度，例如，在美国加利福尼亚的 Dumont 沙漠，星状沙丘的临界最小高度为 20 m，直径为 100 m。当尺度小于临界最小尺度时，风向的季节性变化将使沙丘整体发生明显的变化。而当沙丘尺度大于临界最小尺度时，气流和沙丘之间的形态动力学反馈形成维持星状沙丘的近地表风况，使风沙趋于向沙丘聚集。

2. 形成与发育模式

敦煌鸣沙山地区的星状沙丘是中国星状沙丘研究最多的地区，所以关于其形成与发育，研究者曾提出了不同的模式。胡世雄等（1997）认为，鸣沙山的星状沙丘是从新月形沙丘在 3 组风力相差不大的不同风向作用下演变而来，提出如图 6-25 所示的形成与发育模式。首先，在冬季盛行西北风的作用下形成新月形沙丘（图 6-25a）。夏季盛行东北风，原来存在的新月形沙丘与风向斜交，形成相应的另一个落沙坡（图 6-25b）。在偏南风的作用下，相应的背风侧形成第三个落沙坡（图 6-25c），从而形成了雏形星状沙丘，进一步发育为成熟的星状沙丘。雏形金字塔沙丘演化为成熟金字塔沙丘后，其尺度足以保证沙丘形态不在一个风季或一次大风事件中被彻底改造而变形，同时沙丘产生的次生流场也对金字塔沙丘的维持和发展产生积极作用，例如可以加强背风面的横轴涡流及倾斜螺旋上升流（图 6-25d）。

上述模式得到了李志忠等（1995）风洞模拟实验结果的支持。按照这种模式，星状沙丘的落沙坡和沙丘臂应与风向有比较好的对应关系，而鸣沙山乃至库姆塔格沙漠南部的其他星状沙丘区未表现出这种对应关系。例如，月牙泉附近的几个高大独立星状沙丘的两个臂近乎南北向，而第三个臂则近乎东西向，与 3 组风向不对应。

张伟民等（1998）对鸣沙山星状沙丘开展了比较深入的研究，他们提出的该区星状沙山的形成和发育模式如图 6-26 所示。他们认为，本区星状沙丘是链状沙丘的一种变形形式，并通过变形分离等过程演化而成。首先，受 NE 及 SW 风的作用，生成 NNW-SSE 向的链状沙丘。由于两组风力几乎相反，风力和持续期大致平衡，链状沙

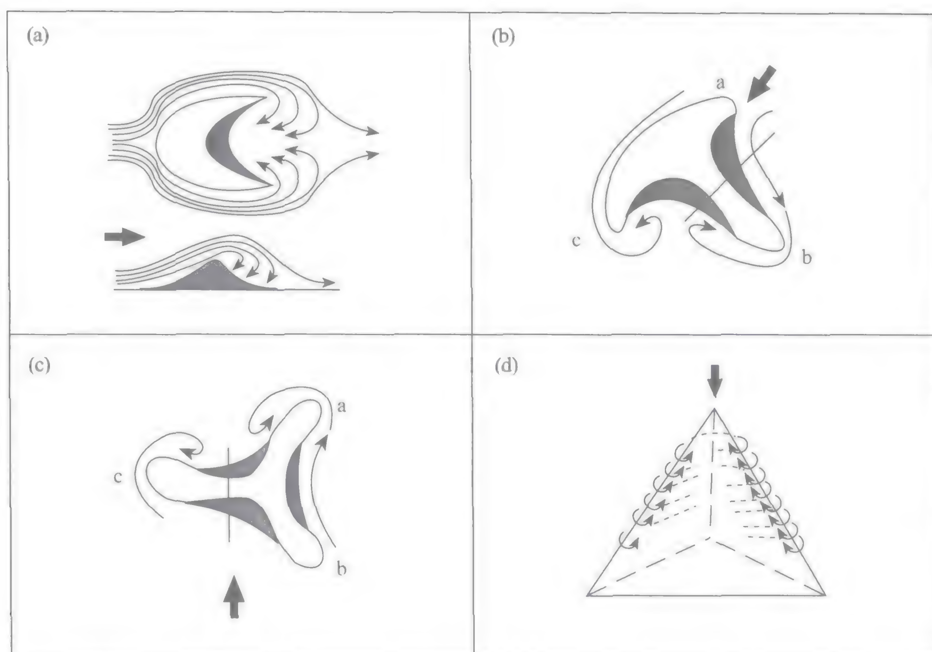


图 6-25　鸣沙山星状沙丘的形成发育模式（胡世雄等，1997）

Fig. 6-25　Formation model of star dunes in Mingshashan（Hu et al.，1997）

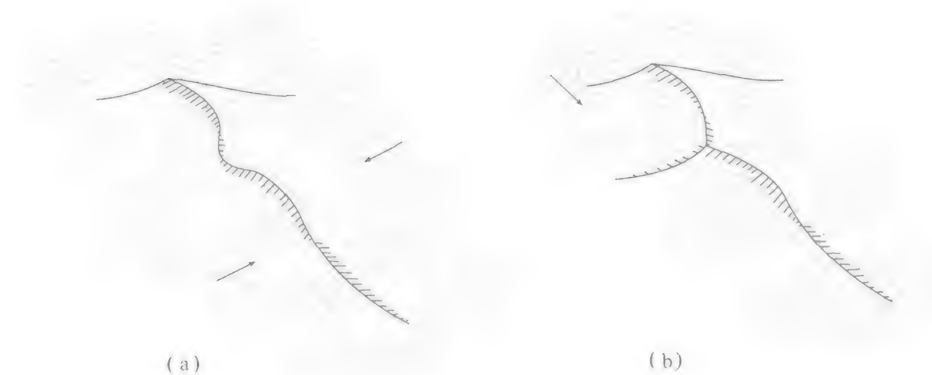


图 6-26　鸣沙山星状沙丘形成与发育的动力模式（张伟民等，1998）

Fig. 6-26　Dynamic model for the formation of star dunes in Mingshashan（Zhang et al.，1998）

丘既有横向沙垄的一般形态，又有与主滑落面状态相反的第二滑落面。受气流偏转、二次流的影响，链状沙丘出现波状起伏（图 6-26a）。其次是分离过程。当出现 NW 风时，由于波状起伏处正是最易形成副梁之处，并且副梁发育在主梁之后，野外常见副梁交汇于主梁之下，与主梁相差 1 m 左右（图 6-26b）。第三，由于副梁的形成发育破坏了其原有的沙丘链环流形势，加之 SW 风造成扩散流有利于主梁的低矮发育，

故形成金字塔沙丘 3 个坡面交汇处平坦顶部。NE、NW 风产生向丘顶聚积气流作用有利于金字塔沙丘尖顶形成。不同风向使 3 个脊产生不同方向摆动，通过摆动使星状沙丘形态发育更适于风况且相对稳定。

杨逸畴等（1994）在解释塔克拉玛干沙漠南缘的星状沙丘形成过程时提出了类似的发育模式（图 6-27）。他们认为，塔克拉玛干沙漠南部魏都拉克附近的线形沙丘形成和发育是受控于风向交替作用。从宏观分析，西北风的作用形成东西向的新月形沙丘，东北风的作用形成南北向的新月形沙丘，这两种近似垂直风的交替作用下，两个

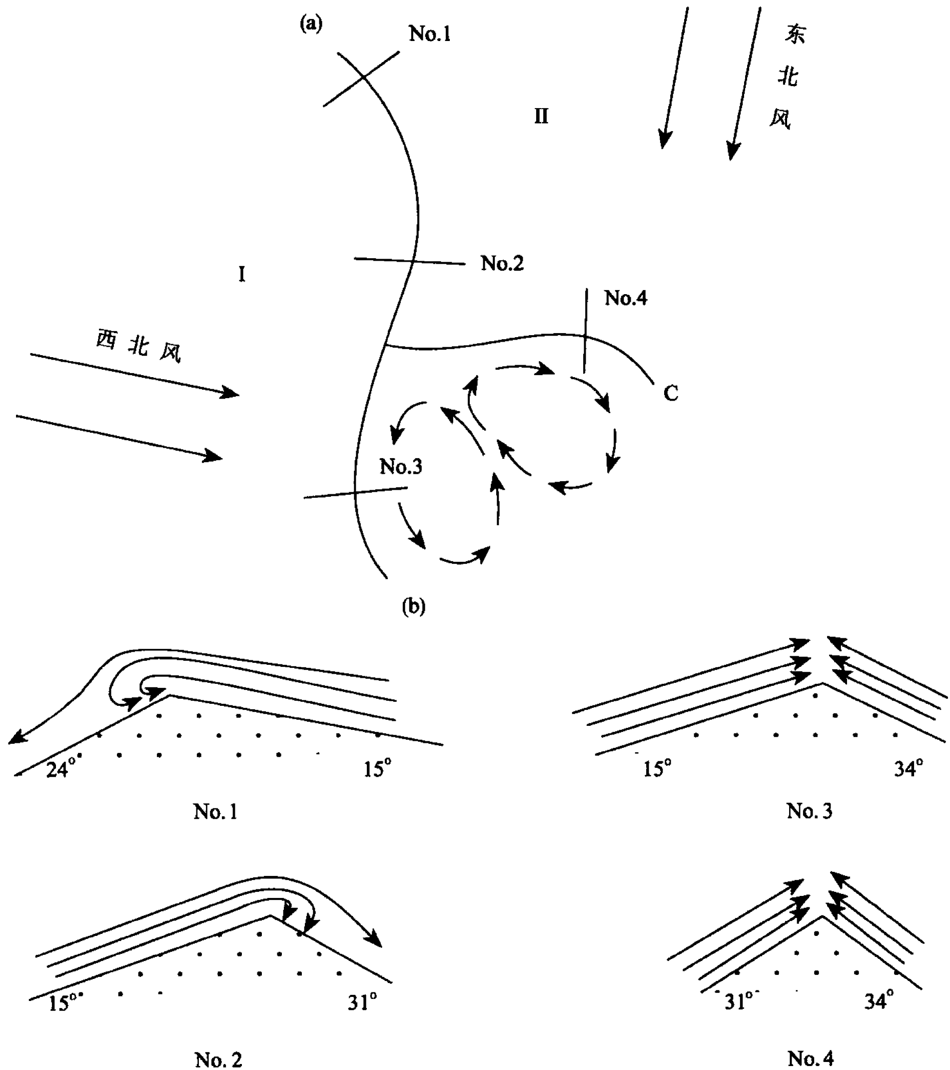


图 6-27　塔克拉玛干南缘星状沙丘的形成模式（杨逸畴等，1994）

Fig. 6-27　Formation model of star dunes in the southern edge of Taklimakan Desert（Yang et al. , 1994）

方向的沙丘组合而成星状沙丘。从新月形沙丘形态上看，主风向是西北风，副风向是东北风。

我们认为，张伟民等（1998）提出的模式较好地解释了鸣沙山地区星状沙丘的形成与发育过程，但仍然比较概略，不够细致。库姆塔格沙漠南部其他星状沙丘区的风况与鸣沙山地区有很大差别，这些地区的星状沙丘形成与发育过程如何解释？我们认为，对星状沙丘形成与发育过程的解释首先要区分两个过程，即初期的形成过程和后期的维持过程。在形成过程中，沙丘本身产生的二次流很弱，甚至还没有，不足以影响沙丘的发育。而在维持过程中，沙丘存在产生的二次流已足以影响沙丘的发育。有若干学者试图根据星状沙丘的表面流场特征来探讨其形成动力学过程。实际上，一旦星状沙丘形成之后，其产生的二次流或次生流场是比较相似的（图 6-28）；这些流场可以解释星状沙丘是如何维持的，并不能够较好地解释是如何形成的。

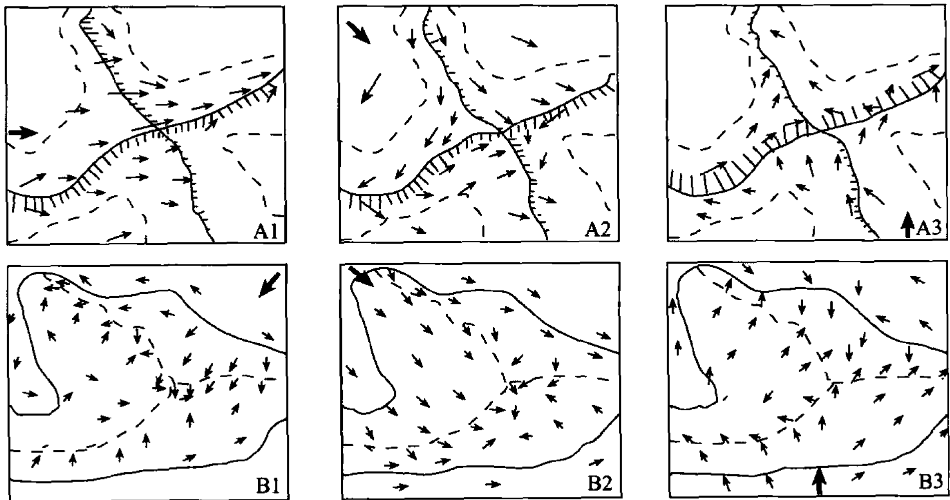


图 6-28　星状沙丘的地面流场

Fig. 6-28　Surface flow field of a star dune

［A1～A3. Lancaster(1989)的野外观测结果；B1～B3. 张伟民等(1998)的风洞模拟实验结果］

库姆塔格沙漠南部的大星状沙丘是一个漫长的过程，不能直接观察。为了更好地揭示库姆塔格沙漠南部星状沙丘形成的动力学过程，我们试图根据星状沙丘的形态学特征、星状沙丘区及其周围沙丘类型的空间分布格局推测其形成与演化模式。

前已述及，库姆塔格沙漠南部的星状沙丘集中分布在鸣沙山、多坝沟和三角滩附近 3 个区域，大致可以分为 4 种类型，即：雏形星状沙丘、独立星状沙丘、复合星状沙丘和复杂星垄状沙丘。雏形星状沙丘为略具星状沙丘的形状，但发育尚不成熟，易随风向变化甚至消失的不稳定沙丘，高度一般在 2m 以下。独立星状沙丘为发育成熟的星状沙丘，沙丘臂发育完整，高度一般在 20m 以上，形状稳定，不易随风向变化。复合星状沙丘为由主星状沙丘和叠置在其上的次级星状沙丘组成的复合沙丘。复杂星垄状沙丘为由星状沙丘连接而成总体上具有纵向沙垄特征、沙垄顶部有星状沙丘发育

的复杂沙丘类型。野外考察和遥感影像分析表明，库姆塔格沙漠南部的星状沙丘及其与附近其他类型的沙丘之间的空间分布格局显示出一定的规律性。图 6-29 为鸣沙山地区沙丘类型的空间分布规律。

自北向南海拔高度由北部的1 140m升高到南部的1 680m，依沙丘类型可以分为 4 个带。

第一带（A 区）　沙丘类型以反向横向沙丘为主，有少数新月形沙丘和雏形星状沙丘。沙丘高度以 1～2m 者为多，部分小于 1m。新月形沙丘的落沙坡朝向西南，在 205°和 225°之间，大致对应于 3 组风向中的偏东北组风向。反向横向沙丘有直线型和弯曲型的，走向大都为 NW-SE，在 175°-355°和 128°-308°之间，以 160°-340°者最多，大致对应于 3 组风向中的偏东北组风向，也有反方向偏西南风的作用。有少数的沙丘走向为 NE-SW，与偏西北组风向对应，也有东南风作用。横向沙丘的间距在 60～100 m 之间。有的新月形沙丘在南风作用下，迎风坡的北侧形成落沙坡，形成雏形星状沙丘。该区沙丘以 NW-SE 走向的反向横向沙丘为主，反映了较强的东北风。

第二带（B 区）　为格状沙丘区，高度 2～4 m 间，由主梁和副梁构成，主梁较副梁高大，走向 140°-320°至 150°-330°之间，是东北风辅以西南风作用下形成的。副梁走向 60°-240°至 90°-270°间，是西北风、偏北风和偏南风作用下形成的。格状沙丘形成的网格以四边形为主，有少量的五边形和其他形状。在格状沙丘的主梁和副梁交汇处形成雏形星状沙丘。单从两梁交汇处的形态特征来看，格状沙丘跟星状沙丘似乎是没有多大的区别的。在此，我们主观地给出两者的区别与界限。格状沙丘以梁为主，尺度较小，不稳定，在风向变化情况下容易移动和变形。与格状沙丘相比，星状沙丘的梁退化为臂，而臂交汇处的丘顶则很突出，尺度较大，比较稳定，不易在风向变化情况下发生移动和变形。

第三带（C 区）　为独立星状沙丘区。星状沙丘高 50～80m，大多由近乎垂直的 3 个臂组成。沙丘臂的走向有 NNE、SSE、WSW 和 ENE 4 个主要方向。沙丘臂可以区分出主臂和副臂。NNE 和 SSE 方向的臂一般为主臂，较 NNE 和 SSE 方向的臂高大，延伸也较长。主臂对应于偏东组风向，走向在 120°-300°至 130°-310°间。副臂对应于偏南组或偏西北组风向，在主臂东侧的副臂一般是偏南风作用下形成的，近乎东西走向，而主臂西侧的副臂一般是偏西北风作用下形成的，走向 65°-245°至80°-260°间。

第四带（D 区）　为复杂星垄状沙丘区。总体上为复杂线形沙垄，走向 150°-330°至 170°-350°之间，与合成风方向（158°）基本一致，向南逐渐变为 110°-290°至 130°-310°之间，乃至近乎东西向，反映了南部的山体对气流的阻挡作用。沙垄间距在 1 300～2 600m之间。沙垄间多发育格状沙丘、反向横向沙丘和少量的新月形沙丘。以线形沙垄为主臂，以其两侧发育的横向沙丘为副臂，形成叠置在纵向沙垄上的星状沙丘。线形沙垄东侧的沙丘臂近乎东西向，反映了偏南风的作用，而线形沙垄西侧的沙丘臂走向反映了偏西北风的作用。星垄状沙丘也分布在多坝沟、三角滩星状沙丘区，其走向也与合成风向差别不大，如多坝沟的合成风向为 295°，星垄状沙丘的走向约为 125°-305°。

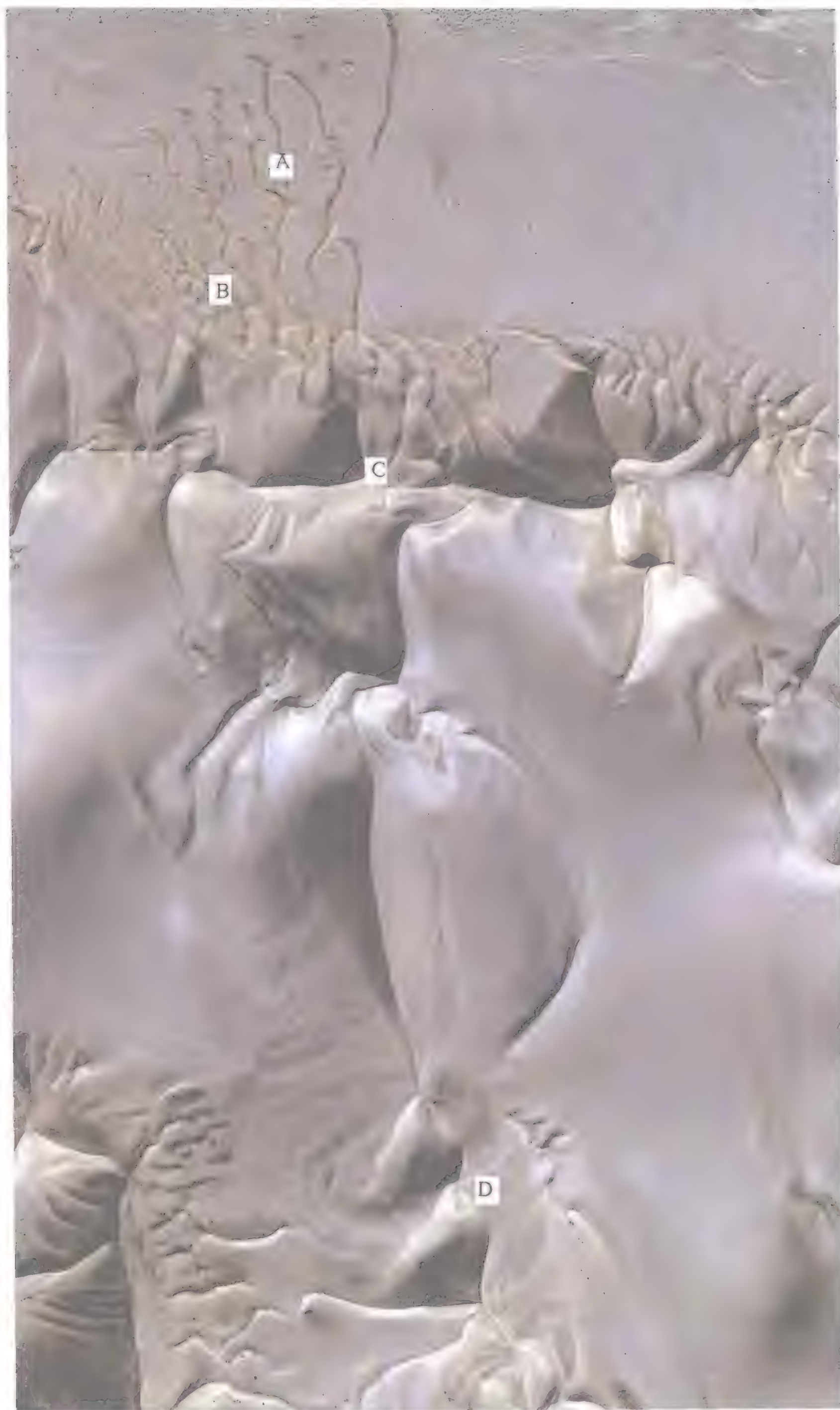


图 6-29 鸣沙山星状沙丘区沙丘类型的空间分布

Fig. 6-29 Spatial variation of star dune morphology in Mingshashan

A：反向横向沙丘；B：格状沙丘；C：星状沙丘；D：星垄状沙丘

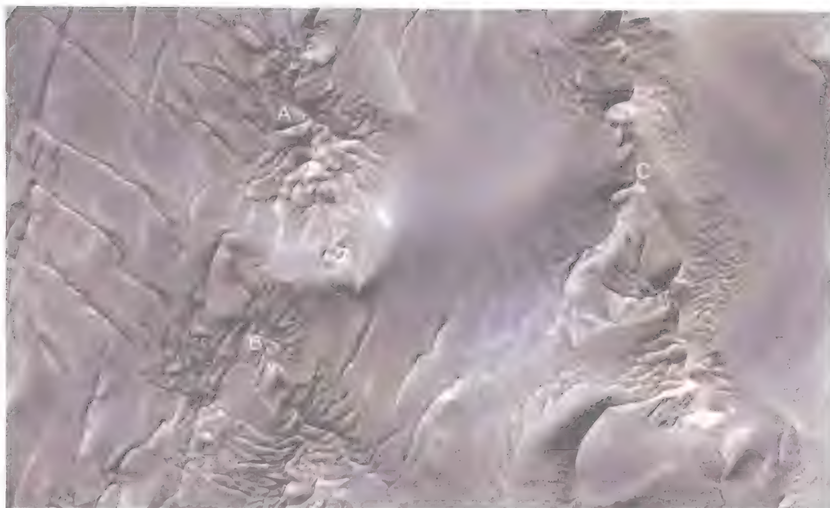


图 6-30　鸣沙山星状沙丘区西部的复合星状沙丘（A，B）和星垄状沙丘（C）

Fig. 6-30　Compound (A, B) and complex (C) star dunes in the south of star dune area in Mingshashan

在鸣沙山星状沙丘区的西部，格状沙丘和复杂星垄状沙丘之间发育了复合星状沙丘（图 6-30）。高度 30～60 m，在主星状沙丘上叠置了高 3～6 m 的次级星状沙丘。

复合星状沙丘的中部是比较高大的星状沙丘，往外是较低的格状沙丘，最外围过渡为反向横向沙丘。反向横向沙丘有两组：一组是反映偏西风作用的反向沙丘，走向 10°-190°至 20°-200°之间；另一组反映偏东风的作用，走向在 125°-305°至 140°-320°之间。局部也有偏南风作用下形成的近乎东西走向的新月形沙丘。尽管风况不同，甚至风向相反，在多坝沟、三角滩和南库姆塔格沙漠 3 个星状沙丘分布区，上述沙丘类型的分布格局趋势也是存在的，只是在有的区域有的类型缺失。

在鸣沙山星状沙丘区，首先在偏东风（东北东风）作用下，形成新月形沙丘；在南风改造作用下，新月形沙丘迎风坡的北侧形成落沙坡，从而形成雏形星状沙丘。但在大多数情况下，新月形沙丘被西南风改造，形成 NNW-SSE 方向排列的反向横向沙丘。在西北风作用下，在反向沙丘的西侧形成与反向横向沙丘正交或斜交的新月形沙丘或横向沙丘，在东南风的改造下形成 ENE-WSW 走向的反向横向沙丘。在南风作用下，在反向沙丘的东侧形成与反向沙丘正交或斜交的新月形沙丘，在偏北风的改造下形成近乎反向的横向沙丘。ENE-WSW 和 W-E 走向与先前形成的 NNW-SSE 走向反向横向沙丘交织成格状沙丘。在不断有沙源供应的条件下，格状沙丘合并形成独立星状沙丘。随着星状沙丘的不断增高，其本身对气流的影响作用愈来愈明显，形成二次气流场，维持星状沙丘的发展。在有不同方向的沙源供应条件下，星状沙丘上再形成次级星状沙丘，或相邻的星状沙丘联结成星垄状复杂沙丘。鸣沙山的风况特征与 Nielson 等（1987）报道的美国加利福尼亚 Mojave 沙漠北部 Dumont 星状沙丘区的风

况比较类似，所以其形成与发育过程也应具有很大相似性。

以上根据鸣沙山星状沙丘区的风况、形态特征及其与临近地区其他类型沙丘的空间配置关系提出了星状沙丘的形成与发育模式。我们认为，这一模式也适用于多坝沟、三角滩和沙漠中南部等另外 3 个星状沙丘分布区。我们有理由认为，图 6-20 并不能准确地代表星状沙丘发育的真实风况。鸣沙山的测风塔位于莫高窟顶，靠近三危山，所以偏南风被夸大了。相反，多坝沟和沙漠中南部测风点则位于星状沙丘区北部，偏南风的作用没有足够地体现。考虑到上述可能的原因，库姆塔格沙漠星状沙丘区发育的风况为分布比较均匀的 3 组风向（鸣沙山）或近乎垂直的两组风向（多坝沟、三角滩和沙漠中南部），以及与之相反的三个或两个次风向。在这样的风况下才能够形成格状沙丘，再进一步演化为星状沙丘。不同星状沙丘区的主风向是不同的。如多坝沟和沙漠中南部的主风向为偏西和偏北，三角滩复杂一些，为偏西、东北和东南。

6.2.3 灌丛沙堆

1. 灌丛沙堆的演化

野外观察和风洞模拟实验发现，灌丛沙堆的形成与演变过程可分为沙条、沙嘴、沙堆和沙包等 4 个阶段（图 6-31）。在沙条阶段，灌丛顺风向形成长数十倍于宽的沙条。沙条主要由粒度相对较细的沉积物组成，直径较大的灌丛在其量测下风向端分别形成两个沙条。随着沉积物的快速堆积，沙条阶段很快消失。由于过程短暂，加之在野外少见稳定的单向风，所以在野外一般很难观察到这一阶段的存在。在沙嘴阶段，沙条的长度逐渐缩短，但高度增加，形成平面形态呈以灌丛直径为底的等腰三角形，长宽比在 1∶5～1∶10 间，双沙条尾部逐渐合拢，沙脊线成套索状，沙嘴继续缩短，逐渐形成沙堆的雏形。在野外，风向比较稳定的地方，可以看到这种雏形沙堆，高度一般超过 0.4 m，最宽处不足 0.5～0.6 m，长度可达 3～4 m。在沙堆阶段，沙嘴下风向延伸部分不断缩短，高度不断增加，最终在次生风沙流场的控制下，形成大头朝向主风向一侧的卵形，剖面形态为流线形，长宽比小于 4 的沙堆。沙包的形态与沙堆差别不大，惟独由于沙堆积蓄水分，植物的繁殖布满了整个沙丘，也使沙包不断增高加大，最终成为成熟的小型沙丘（沙包）形态。但是灌丛沙包个体的发展不会是无限的，其极限形体大小与生境（如沙源丰富程度、水分条件、风力大小和灌丛植物种类）有很大关系，并表现出明显的地带性。如半干旱沙质草原的锦鸡儿沙堆可达 1.5 m 高，直径大于 3 m。但干旱荒漠化沙砾质草原的红砂、毛头刺沙堆高度仅 0.2～0.3m，直径不过 1m。沙堆一旦达到极限高度，就进入一种相对平衡状态。此时灌丛沙堆个体不再增大，达到形态完善演化的沙堆阶段，即迎风坡被侵蚀，坡形长缓，背风坡堆积，形成短而陡、纵向剖面类似于新月形沙丘的形态，即为沙堆的最后阶段。

阶段 编号	沙条阶段	沙嘴阶段	沙丘阶段	
			平面图	剖面图
1				
2				
3				
4				
5				

图 6-31　风洞模拟实验得出的灌丛沙堆的形成过程

Fig. 6-31　Formation process of nebkhas observed by wind tunnel simulation

2. 灌丛三维流场风洞实验模拟

灌丛在世界各地的干旱、半干旱区以及一些滨海地区有着广泛的分布。灌丛对地表局部气流的扰动，使其在风沙堆积过程中有着重要意义；风沙流因受灌丛的阻挡堆积而形成的植被障碍沙丘越来越受到风沙地貌学家们的关注（Bagnold，1941；Hesp et al. ,2000；Hesp et al. ，2005）。在植被障碍沙丘形成过程中，灌丛的几何形态、沙丘的堆积形态及其周围的次生流场、相邻灌丛（沙丘）之间的气流干扰等因子之间存在相互制约关系；因此，要揭示植被障碍沙丘形成演化的动力过程，首先要探明灌丛周围的流场结构。

在流体力学研究中，有关削壁体、圆柱体和球状体绕流的理论基础都已建立（Prandtl，1952；Karyagin et al. ，1991）；然而，灌丛和其他植被作为一种特殊的障碍物-植被障碍物（Hesp，1981；Pye et al. ，1990），无论在流体力学还是地球科学领域，关于其周围三维绕流结构的空气动力学研究都很少（Hesp，1981；Gunatilaka et al. ,1989）。由于这类障碍物自身存在空隙而使得部分气流得以穿越形成出射流，因而从理论上讲，模拟这类流动过程非常复杂。Hesp（1981）指出，植被障碍物周围的流场结构是一个次生的、三维结构，在水平和垂直平面上均发生了分离。他通过烟流和棉线示踪以及粒子运动特征观测，将绕过灌丛的流场划分为三维结构。然而，目前有关疏透型障碍物的研究成果大多只关注二维障碍物，如防护林和疏透型栅栏等（Dong et al. ，2007a）；对于灌丛等植被障碍物而言，其流场结构不仅是

三维的，而且还与其密度（或 盖度）特征息息相关，这方面的成果鲜有报道。

因此，为深入认识灌丛周围流场结构及其对沙丘发育的影响，我们试图通过风洞模拟的方法，采用粒子图像测速系统（PIV）对不同密度灌丛模型周围的三维流场结构进行非干扰式的精确测量，这有助于我们对不同密度灌丛周围的水平和垂直流场结构差异进行对比。

1）风洞模拟实验

本模拟实验在中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室的风沙环境风洞进行，该直流吹气式风洞总长 37.8 m，其中实验段长 16.2 m，实验段截面积 0.6 m×1 m，风速在 1～40 m・s^{-1}之间可调，风洞实验段边界层厚度≥120 mm。

野外调查结果表明，干旱、半干旱区形成沙丘的灌丛高度通常都小于 1 m（Hesp，1981；Nickling et al.，1994；董治宝等，1997），而且其俯视形态大致呈圆形，直径存在一定变化范围。然而，不同种类灌丛周围形成沙丘形状有所不同，且可能受盛行风向的影响而发生改变；正因如此，要制作一个能与野外所见到的所有灌丛植被在几何形态上一致的模型几乎是不可能的。所以，我们选择了一个与库姆塔格沙漠常见灌丛相似的模型来做模拟实验。这类灌丛一般高在 0.4m 到 0.6m 之间，灌幅（最宽截面）直径 1m 到 2m 之间，容易形成大面积的灌丛沙丘地。

风洞实验所用的灌丛模型高 20mm，基底直径 50mm。按此尺寸，灌丛模型的几何比例在 1∶20 到 1∶30 之间，模型高度与边界层高度之间的比例为 0.17（20∶120），模型直径与风洞试验段宽度比例为 0.05（50∶1 000），这足以保证风洞边壁效应对灌丛模型周围流场的影响较小。灌丛模型用直径为 1mm 的芨芨草茎杆栽植而成。为保证灌丛模型栽植后的密度分布均匀，事先用石膏和白乳胶做成腻子填满直径为 75 mm 的玻璃培养皿，磨平顶部，然后铺上毫米方格纸，再用圆规在其中央做一直径为 50 mm 的圆。最后按照事先计算好的茎杆数将其均匀地栽植到培养皿基座上，灌丛茎杆出露高度为 20 mm。这样既保证灌丛密度分布均匀，也保证了各个灌丛模型高度（20 mm）和基底直径（50 mm）相一致（图 6-32）。实验中，灌丛模型安置到距离风洞实验段入口处下风向 12 m 的风洞底板中央。在本实验中，我们共制作了 7 种不同密度的灌丛模型（η=0.01，0.02，0.03，0.05，0.08，0.15 和 0.20），其密度按照栽植的全部茎杆的截面积之和与基底面积（1 962.5 mm^2）的比例来计算。通过模型的制作，我们发现 0.20 已经是人工所能够栽植的均匀可控的最大密度（茎杆之间存在间隙）。

采用小尺寸模型来模拟野外现象，应保证无量纲参量在模型与其真实尺寸之间相差不大（Kind，1976；Iversen，1981）。为满足风洞实验中的相似性要求，必须采取一些折衷的办法（Musick et al.，1996），即满足部分相似。本实验所用模型的几何尺寸不超过 1∶20，这意味着不可能获得严格意义上保证动力相似的雷诺数。虽然如此，我们尽量在实验过程中满足 White（1996）的固体模型实验中“雷诺数独立”的

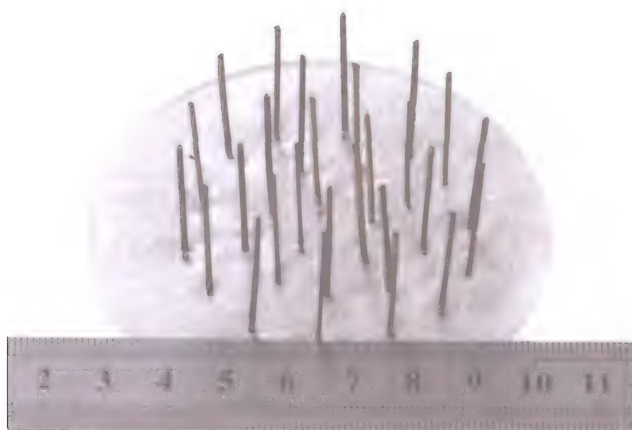


图 6-32　风洞模拟实验所用的灌丛模型

Fig. 6-32　Nebkhas model used in wind tunnel simulation experiment

要求。实验过程中总共测试了 4 组风速（$8m \cdot s^{-1}$、$10m \cdot s^{-1}$、$12\ m \cdot s^{-1}$和 $14\ m \cdot s^{-1}$），以满足雷诺数（$Re=U\delta/\nu$，其中，Re 是气流的雷诺数；U 是自由风速；δ 是边界层厚度；v 是空气的运动黏滞系数）的变化范围足够大，在 $6.6\times10^4\sim12\times10^4$ 之间变化。本实验中，基于灌丛模型基底直径（50 mm）计算的雷诺数在 $2.9\times10^4\sim4.9\times10^4$ 之间变化。在这种情况下，对于固体模型来讲，雷诺数独立的要求基本上能够满足（Townsend，1956；Snyder，1972；White，1996）。必须强调的是，疏透型模型（本实验中所用的灌丛模型）获得雷诺数独立条件要比固体模型更具挑战性。

实验中，我们采用北京立方天地科技有限公司提供的 PIV 设备来测量灌丛周围的流场结构。该设备是基于激光图像和数字图像处理技术发展而成，详细的测速原理可参见 Stanislas 等的论著（Stanislas et al.，2000）。风洞实验过程中，采用超细滑石粉（平均粒径小于 10μm）作为示踪介质。实验开始前，用标准皮托管对该介质作为示踪颗粒所测得的风速进行了校准，发现它们之间的差别小于 0.5%。示踪粒子用一个电动喷粉机在风洞实验段入口处散布，以便示踪粒子随风均匀弥散于整个洞体内。

图 6-33 是实验的布置图。在本实验中，我们选取两种不同方式来进行测速。一种是平行于风向的垂直平面，该平面通过灌丛模型的中心线；另一种是距离风洞地板 5 mm（PIV 系统所能达到的最低高度）之上与风洞底板平行的水平平面。在这两种状况下，分别研究两个平面内灌丛流场结构随其密度和自由风速的变化关系。为了测量垂直平面的流场，片光源必须从风洞顶部照射（图 6-33a），CCD 相机距离片光源 0.55 m，形成一个 152 mm 长、85 mm 高的目标测试区域（按放大率 0.079，图像像素1 920×1 080计算）。通过移动 CCD 相机的位置，进行数据拼接，最后得到的测试区域为 455 mm 长、85 mm 高，可以提供垂直流场的足够信息。要测量水平平面的流场，片光源从风洞的侧面照射（图 6-33b），带广角镜头的 CCD 相机置于风洞顶部距

离片光源 0.59 m，形成一个 305 mm 长、172 mm 宽的目标测试区域（按放大率 0.159，图像像素1 920×1 080计算）。图像采集频率设为每秒 10 对（20 帧），每两帧成对图像（曝光延时 150～200 μs）可计算生成一个风速文件，最终的测量结果是 40 s（800 帧）记录的平均值，这足以保证数据具有统计意义。

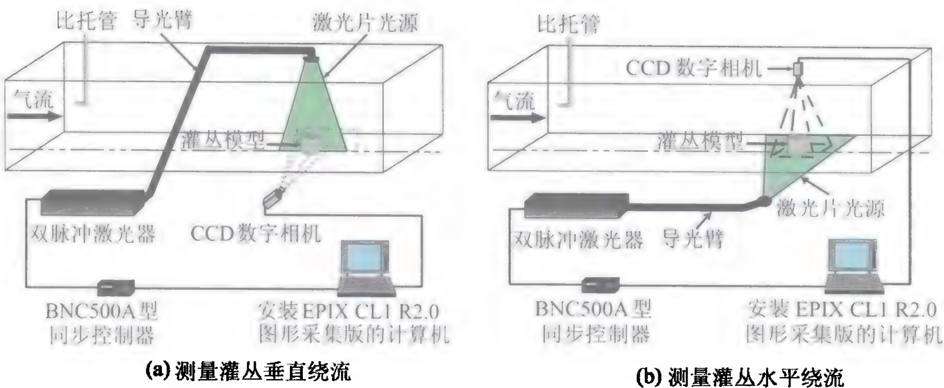


图 6-33　灌丛模型周围垂直（a）和水平（b）流场 PIV 测量实验布置

Fig. 6-33　Layout of the instrumentation for the vertical (a) and horizontal (b) flow field around nebkhas model

2）结果与讨论

与固体障碍物相比，疏透型植被障碍物（比如，本实验中的灌丛模型）周围的流场由于受穿过障碍物间隙的出射流和越过障碍物顶部的移位流的影响而变得复杂化，而且当灌丛的密度发生变化时，出射流和移位流之间的相对强度也会发生变化。对于一个固体障碍物来讲是不存在出射流现象的，而这种流动对于疏透度较大的障碍物而言却占主导地位。与二维疏透型防风栅栏相比，绕过三维植被障碍物的流场由于水平和垂直方向上的分离流动而变得更为复杂。两个平面内的分离流动必然会产生相互影响，形成不同的流动形态。

Hesp（1981）将流过灌丛植被的流场划分为 3 个区域。区域Ⅰ中主要是一个由对称的、方向相反的水平反向流动构成的三角形尾流区，该区在障碍物的背风面非常贴近地表；区域Ⅲ中形成一个分离涡旋，在该区气流从植被障碍物的空隙部分流过，也从障碍物的顶部流过。在这两个区域中间形成一个中间区域（Ⅱ），在该区内流场结构非常类似于底部区域（Ⅰ），但存在一个附加的垂直分量和一个向下的反向下风向分量。在本研究中，我们没有测量全部 3 个区域内的水平流动。

（1）水平流型。先前的许多实验研究主要关注的是绕过固体障碍物（比如，圆柱体和球状体）的流场特征。大多经典的工作也同样只关心理想的、二维水平流场，并计算尾流区的宽度、分离点位置以及风速廓线等特征参数（Hesp，1981）。研究发现，绕过圆柱体和球状体的水平流场与障碍物的雷诺数有密切的关系（黄卫星等，

2001)。但当雷诺数大于 6.96×10^4（比如：本研究的实验雷诺数）时，水平流型应当与雷诺数无关，而且水平流动的分离将在障碍物的背风侧产生两个反向的涡旋（黄卫星等，2001）。对三维植被障碍物而言，流型主要取决于障碍物的宽度及其透风性（Castro，1971；Hesp，1981；Gunatilaka et al.，1989）。

图 6-34 所示为自由风速为10 m·s^{-1}时绕过灌丛模型的典型流线，这些用于计算水平流场结构的图像在距离风洞地板 5mm 高度处获得，这一高度正好落在 Hesp（1981）模型的底部区域（Ⅰ）内。从图中的结果可以看出，当植被障碍物密度较低时，气流从其间隙穿过，这与固体障碍物实验中所观察到的流动分离及反向位置都发生了很大改变。当灌丛的密度增大时，灌丛前水平抬升的移位流也会增多。只有当灌丛的密度为 0.20 的时候，才出现从灌丛的两侧发生的水平分离气流，当灌丛的密度为 0.08～0.15 之间，尽管气流绕过灌丛两侧后各自发生分离，在灌丛的后方形成一对方向相反的反向涡旋，但没有出现在绕过灌丛两侧的瞬间即发生分离的气流。当灌丛的密度小于 0.08 时，穿过灌丛间隙的出射流占主导地位，越过灌丛顶部的气流相

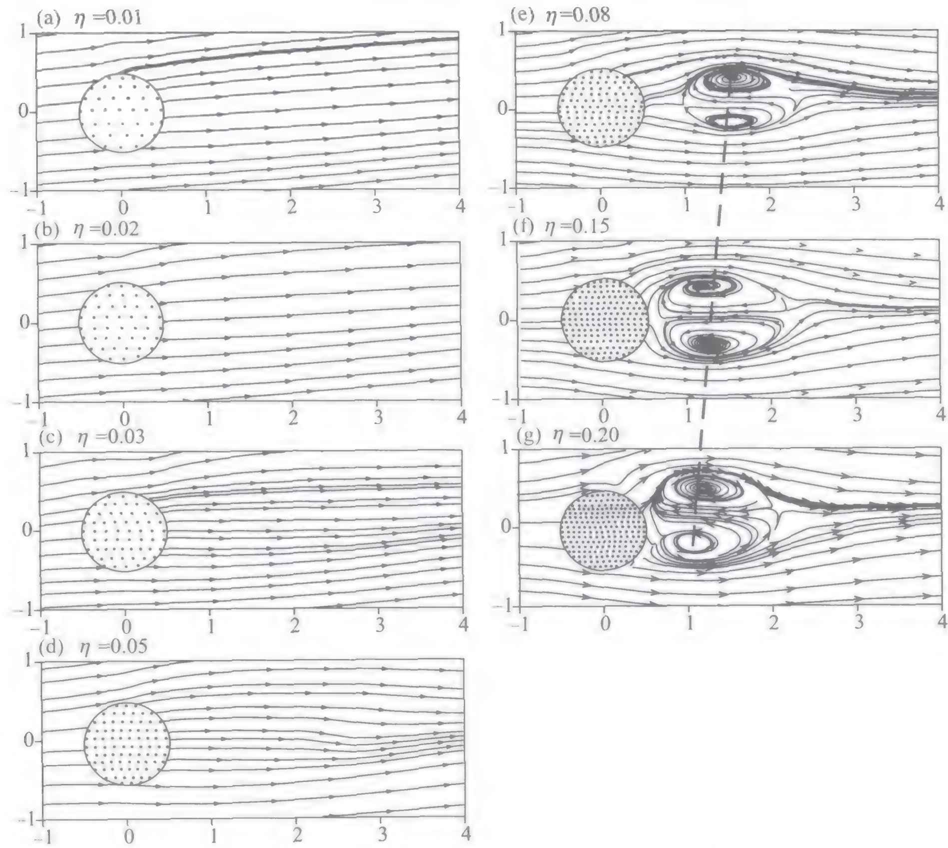


图 6-34 不同密度的灌丛模型周围俯视流线模式（自由风速 10 m·s^{-1}）
Fig. 6-34 Streamline model around nebkhas model of different density (free-stream velocity: 10 m·s^{-1})

对较少，这样灌丛后方就没有水平分离的气流出现。

当灌丛密度小于 0.08 时，灌丛下风向形成的反向流区域（包括两个对称但方向相反的涡旋）就会消失（图 6-34）。这表明，当出射流很强的时候，从灌丛两侧开始发生的水平气流分离不一定会形成反向涡。灌丛后分离的气流两翼会在灌丛背风侧一定距离处发生辐合，在它们中间形成反向流。当灌丛密度在 0.08～0.15 之间时，反向流在贴近灌丛一定距离处开始发生分离（图 6-34e 和图 6-34f），但当灌丛的密度达到 0.20 时，几乎没有明显的分离点出现（图 6-34g）。这意味着，随灌丛密度的减小，强烈的出射流会将分离点向下风向推移。两个反向涡旋中心点之间的距离要比灌丛模型的基底直径小，在 0.68 D 到 0.72 D 之间变动（D 是灌丛模型的基底直径）。而且这一参数似乎不随风速和灌丛密度的变化而变化。

风洞实验结果表明，尽管灌丛绕流的流型随风速的增大或减小有所改变，但流型自身还是在我们研究的风速（8～14 $m \cdot s^{-1}$）与雷诺数（2.9×10^4～4.9×10^4）范围内是相似的。很多研究者在中等雷诺数条件下发现的圆柱和球体后方存在的垂直流动失稳及卡门涡街现象，在本实验的雷诺数范围内没有出现。这些结果与 Hesp（1981）在相似的雷诺数（1.4×10^4～19.7×10^4）条件下风洞模拟绕过灌丛束的实验结果一致。图 6-35 中所示的流场结构可以代表本模拟实验的全部 4 组自由风速下所有模拟灌丛的流场结构。

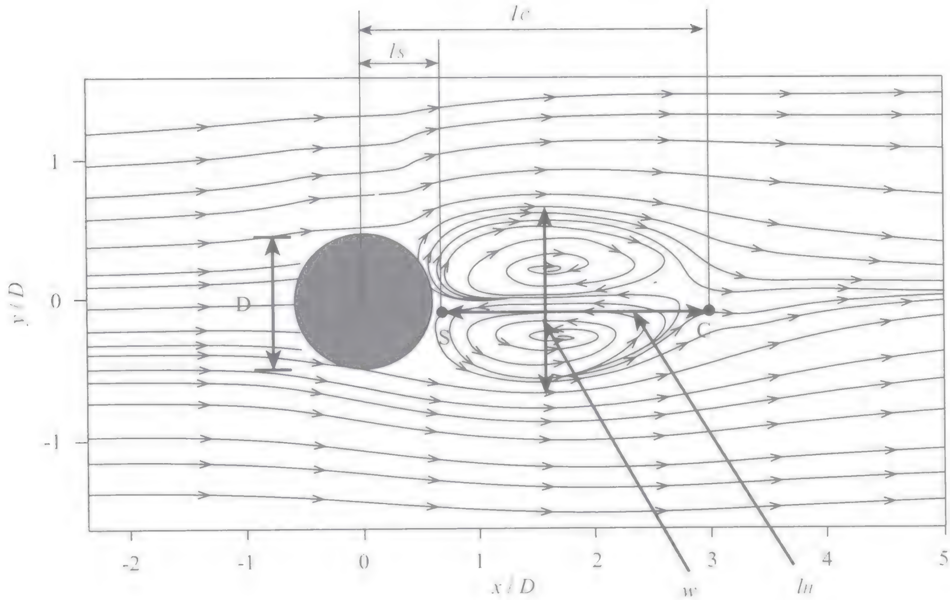


图 6-35　灌丛模型下风向水平涡结构形态参数

Fig. 6-35　Morphological parameters of leeward horizontal vorticity of nebkhas model

我们选择了 6 个参数来表征灌丛后方的反向涡，即：流线分离位置（l_S），流线重附位置（l_C），涡旋长度（l_H）、宽度（w）、面积（S_H）以及形状比率（w/l_H）等（图 6-35）。流动分离和重附位置分别用流线分离点和流线重附点到灌丛模型中心的距离来表示，可以精确的从流线上加以识别。反向涡的长度等于这两个点之间的距离，代表反向涡的长轴。反向涡的宽度可以粗略的根据闭合流线的外边界来确定，这个宽度代表反向涡的短轴。反向涡的面积用定义反向涡的闭合流线所围成的面积来表示，它代表水平流动反向的最大范围。形状比率被定义为反向涡宽度和长度的比例，它表征了反向涡的扁平程度。为了便于分析和比较，我们将分离点、重附点以及反向涡的长度和宽度都用灌丛模型直径的倍数来表示，而水平反向涡的面积则用 S_H/S（这里，S 代表灌丛模型基底面积）来转换成一个无量纲的面积。

图 6-36 是这 6 个参数随灌丛密度和自由风速的变化关系。可以看出，随灌丛密度和自由风速的增大，流线的分离和重附位置都有向下风向推移的趋势（图 6-36a 和图 6-36b）。这是因为随灌丛密度的减小和自由风速的增大，穿过灌丛间隙的出射流变得更加强烈，推动着整个水平反向涡向下风向移动（图 6-34）。随灌丛密度的减小，出射流变得越来越强烈，以至于当灌丛密度小于 0.08 的时候，反向涡逐渐消失。流线的重附位置变化越来越窄，在 2 D 到 2.4 D 之间，而流线分离点位置却变得越来越宽，在 0.47 D 到 1.1 D 之间变化。反向涡的长度、宽度和面积随灌丛密度的增大而逐渐增大，表明当灌丛的密度增大时，反向涡的发展也越来越强烈。反向涡的这种发展会导致涡旋变得更宽、更长。形状比率随灌丛密度的增大也在逐渐增大，表明当灌丛密度减小时，逐渐增强的出射流使得反向涡变得扁平化。反向涡的长度、宽度、面积和形状比率随自由风速的变化关系均没有表现出明显的趋势。

图 6-37 是自由风速为 10 $m \cdot s^{-1}$ 时灌丛绕流的水平速度等值线图。可以看出，对所有密度的灌丛而言，风速都在靠近灌丛附近处发生了减速。当灌丛密度增大时，等速度线变得更密，这表明风速衰减更快。同时，图 6-37 还显示，在灌丛模型背风侧的一定距离处形成一个低速区（低速线围成的区域），当灌丛的密度增大的时候，低速区内的速度在减小，并且它们的位置也逐渐向灌丛靠拢。比如，当灌丛密度为 0.01 时，低速区的位置在灌丛下风向距离灌丛 2.5 D 的位置，而且此时低速区内的风速不超过 5 $m \cdot s^{-1}$；但是当灌丛的密度为 0.20 时，低速区的位置在 1.3 D 处，并且低速区内的风速在 -0.5 $m \cdot s^{-1}$ 左右。正如反向涡的位置变换一样，低速区的位置变换以及减速效应的扩大都反映了出射流所产生的效应。当灌丛的密度减小时，出射流的增加使得减速区向下风向移动，并且减速区内的风速也逐渐增大。与反向涡相对应，当灌丛密度等于或大于 0.08 时，低速区会出现负速度区。图 6-37 也反映出，当灌丛的密度增大时，减速区的面积也在增大。当然，由于实验中测量面积有限，难以根据测量结果估算这一面积的大小。

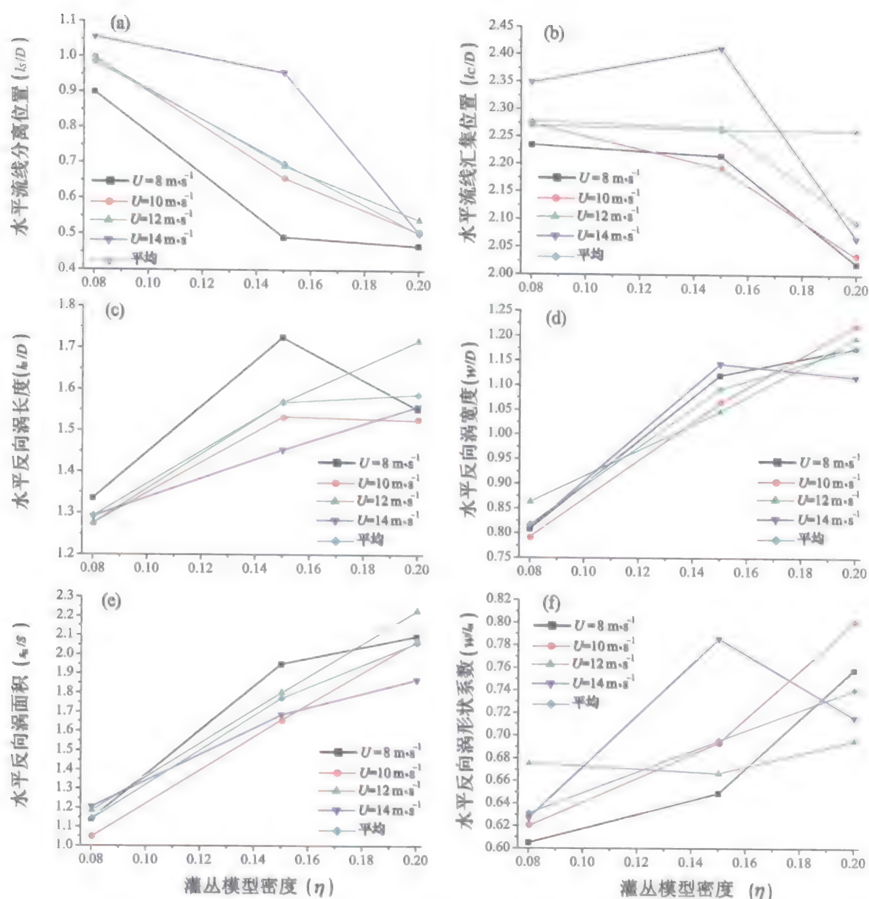


图 6-36　水平涡结构形态参数随灌丛模型密度及自由风速的变化

Fig. 6-36　Changes of horizontal vorticity structure with the density of nebkhas model and free-stream velocity

（2）垂直流型。目前，有关垂直流型的主要研究，尤其是垂直分离流动的研究，多集中于二维疏透型栅栏和横向沙丘周围的流场结构（Hesp，1981；Walker et al.，2002）。关于疏透型栅栏的研究主要在于不同疏透度的栅栏所产生的防护效益大小，以及栅栏下风向的有效防护距离，根据这些参数来确定最佳的防护设计（如用于固沙或是用于保护植被等）。

图 6-38 是自由风速为 10 m·s^{-1}时的不同密度灌丛周围的典型垂直绕流流型。可以看出，当灌丛密度小于 0.08 时，出射流还是占主导地位，而当灌丛密度大于或等于 0.05时，流动中的移位流显得很明显，灌丛顶部上风向边缘出现流动的分离，并在灌丛背风侧形成反向涡。当灌丛密度增大时，反向涡中心抬升并靠近灌丛，出射流很弱，而反向流很强。根据反向涡结构可将灌丛背风侧的流动粗略地划分为 4 个区域

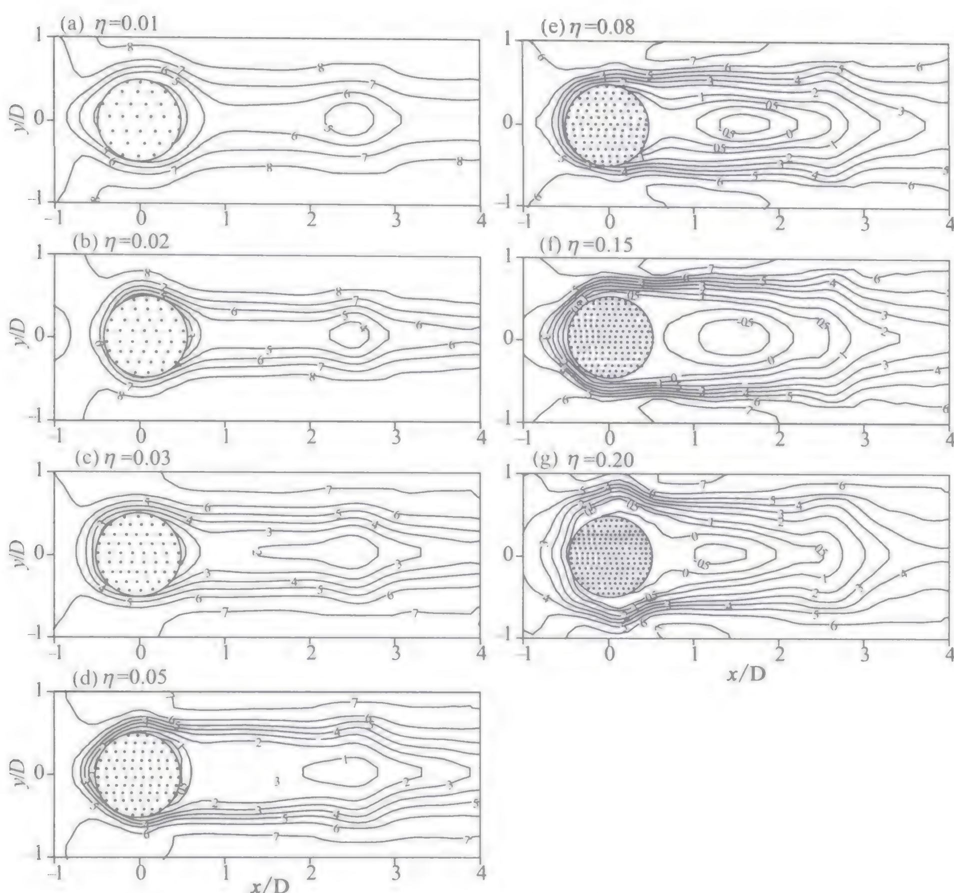


图 6-37 不同密度灌丛模型周围的俯视速度等值线（自由风速：10 m・s^{-1}）

Fig. 6-37 Contour map of the velocity around nebkhas model of different density (free-stream velocity: 10 m・s^{-1})

（图 6-39），在区域 A 中出射流占主导地位，而区域 B 中反向流占主导地位，区域 C 位于 A 区和 B 区之上，主要受越过灌丛顶部的移位气流所控制。在 B 区之下是 D 区，该区内受到来自上层外部气流向下的动量传输表现为气流的恢复区域。区域 B 中的反向流遇到区域 A 中穿过灌丛间隙的出射流时形成一个流线的汇集点（点 M），该汇集点的位置依赖于灌丛的密度（当灌丛密度增大时靠近灌丛），自由风速的影响不是太明显。当灌丛密度分别为 0.05 和 0.08 时，汇集点的位置在 3.3 H 到 2.4 H 之间（H 是灌丛的高度）。当灌丛的密度为 0.15 和 0.20 时，反向流相对于出射流而言显得很强烈，出射流几乎退缩到灌丛内部，此时在地表难以观察到流动的辐合，而在反向涡上部产生的溢出流也会在距离灌丛下风向一定距离处开始重新附着于地表。

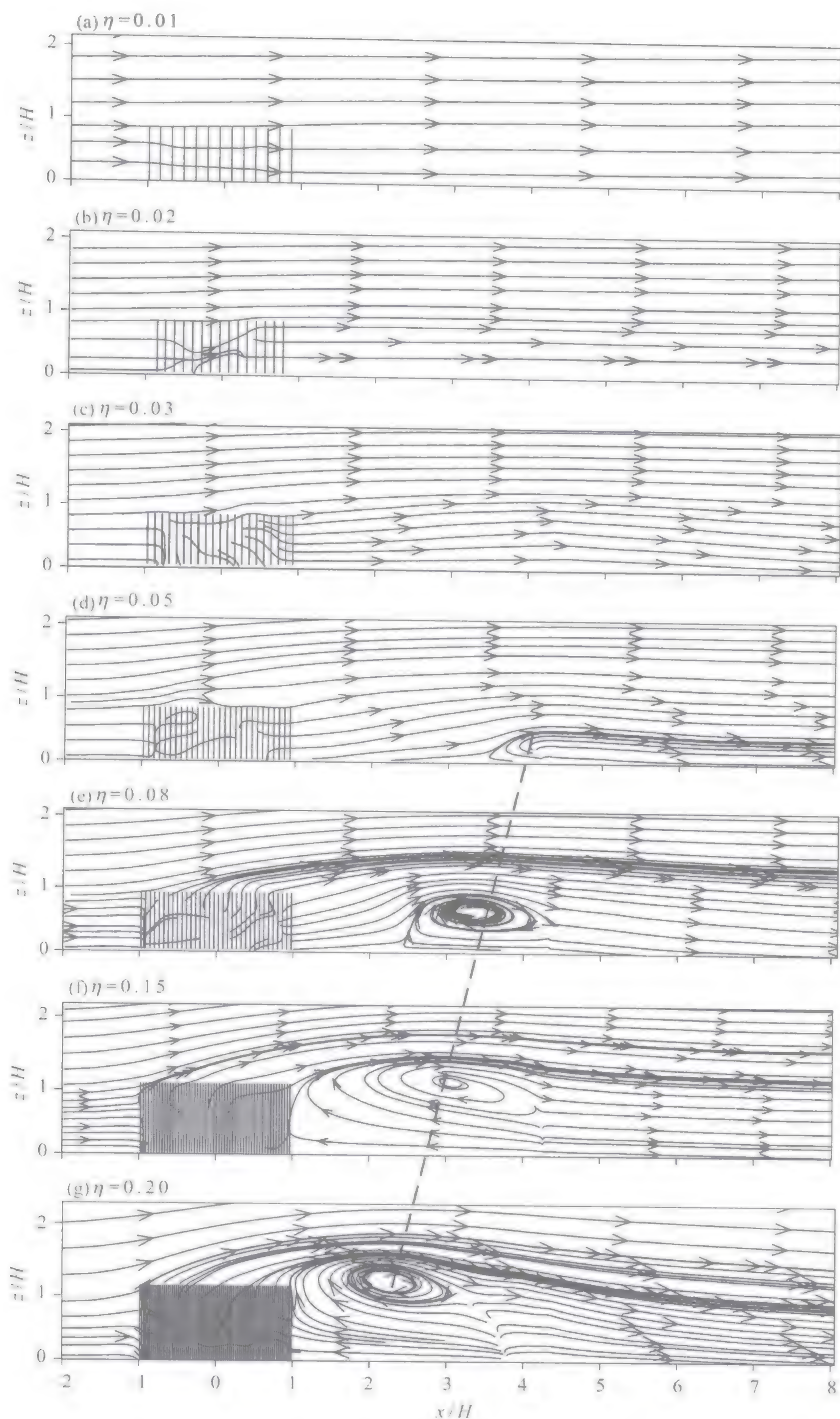


图 6-38　不同密度灌丛模型周围流线结构侧视图（自由风速 10 m・s^{-1}）

Fig. 6-38　Side view of streamline structure around nebkhas model of different density (free-stream velocity: 10 m・s^{-1})

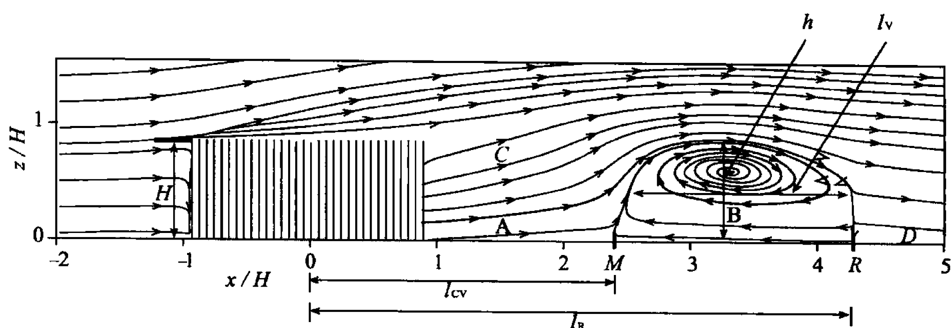


图 6-39　灌丛模型下风向反向涡形态参数

Fig. 6-39　Geometric parameters of leeward reversed vortex of nebkhas model

我们选择了 5 个特征参数来表征垂直流型的反向涡（图 6-39），即：重附距离（l_R）、长度（l_V）、高度（h）、面积（S_V）和形状比率（h/l_V）。这些参数的定义如下：重附距离是灌丛中心到气流重附点（图 6-39 中的点 R）之间的水平距离，重附点附近流线开始重新附着于地表并向前流动。反向涡的长度是重附点和流线汇集点（图 6-39 中的点 M）之间的距离。重附点和汇集点可通过灌丛背风侧地表水平风速的大小和方向来确定，这两点位于地表水平风速从逆风向变为顺风向的位置。图6-39 中反向涡的高度可以粗略地用闭合流线的外边界来定义，这一高度代表了反向涡的短轴。反向涡的面积用闭合流线所围的面积来定义，它表示垂直反向流的发展程度。形状比率定义为反向涡的高度与长度的比值，这一参数表征反向涡的垂向扁平程度。重附距离、反向涡的长度和高度都以灌丛模型高度（H）的倍数表示，而反向涡的面积则用 s_v/S（这里，S 等于灌丛模型的基底面积）转换成一个无量纲的相对面积。

图 6-40 是这 5 个特征参数随灌丛密度和自由风速的变化关系。除了形状比率，其他 4 个参数都与自由风速的变化关系不大。实验结果表明，气流重附距离在3.7 H～4.4 H 之间变化，变动范围不超过 20%，密度为 0.05、0.08 和 0.15 的灌丛模型背风侧的重附距离几乎相同，都在 4.3 H 左右，而密度为 0.20 的灌丛模型其重附距离减小到 3.8 H 左右。总体看来，灌丛绕流的重附距离要比已报道的二维横向沙丘和二维疏透性栅栏的重附距离短（Dong et al.，2007a；2007b）。Dong 等的风洞模拟结果表明，重附距离是横向沙丘迎风坡坡度及栅栏密度（$\eta=1-\theta$，这里，θ 是栅栏的疏透度）的函数，它逐渐地随迎风坡坡度的增大而增大，在 4.8 H～10.8 H 之间变动；栅栏后方的反向流动只有当其密度大于 0.80 时才会出现，重附距离与栅栏的密度关系密切，在 8.4 H～16.0 H 之间变动。当栅栏的密度大于 0.90 时，栅栏后方气流的重附距离表现出增大的趋势。上述区别表明，三维植被障碍物以及水平和垂直流型的相互影响都会缩短气流的重附距离，而且栅栏的宽度也对重附距离有一定影响；另外，对二维栅栏和灌丛密度的定义是有区别的，所以关于这两者对气流重附距离的影

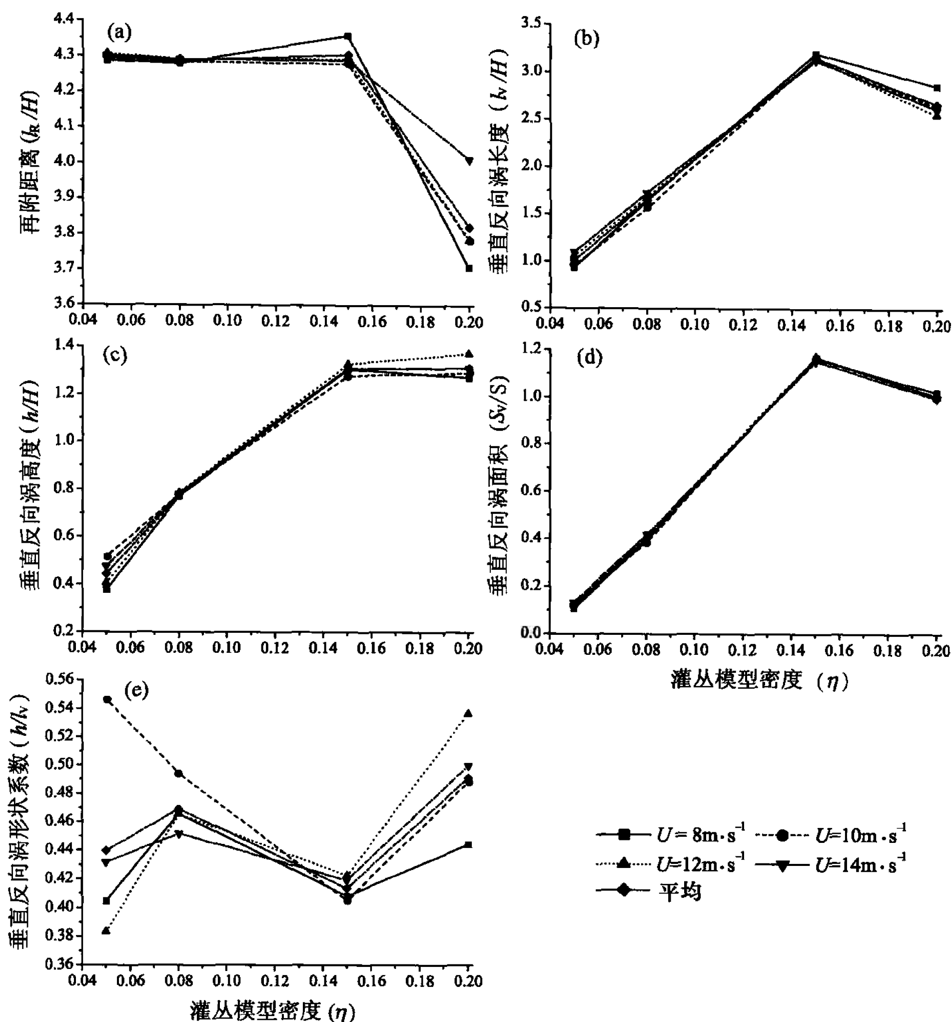


图 6-40　灌丛模型下风向反向涡形态参数随灌丛密度及自由风速的变化

Fig. 6-40　Changes of geometric parameters of the leeward reversed vortex of nebkhas model with density and free stream velocity

响无法进行直接对比。横向沙丘迎风坡坡度越陡峭，气流到达分离点时的速度也越快，这就促使气流的分离程度越大，相应地，气流的重附距离也就越长。相对于具有尖锐顶部（脊线）的沙丘而言，本研究中所用灌丛模型迎风面可以认为是平缓的，这可以通过气流的移位程度来判断，因此，灌丛绕流的重附距离就较短。密度为 0.20 的灌丛模型后的重附距离减小较为剧烈，可能与从灌丛表面开始分离的水平气流导致出射流非常弱有关。当然，我们预期的重附距离与水平气流汇集位置之间的关系难以体现出来，主要是因为这两者是从距离地表不同高度处来测量的（图 6-41）。

垂直反向涡的长度、高度和面积随灌丛密度的变化表现出相似的趋势，并且这3 个参数之间还有很好的相关性(图6-40)。当灌丛的密度从0.05增大到0.15时，

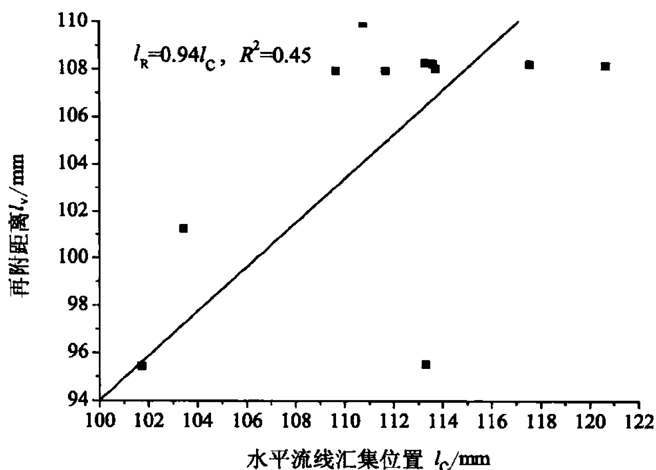


图 6-41　灌丛模型下风向气流重附距离与流线辐合距离之间关系

Fig. 6-41　Relationship between flow reattachment distance and streamline convergence distance in the lee of nebkhas model

3 个参数都随灌丛密度的增大快速增大，直至灌丛的密度到达 0.20 时，才表现为略呈减小或保持不变的趋势(图 6-40)。这说明，气流重附距离的减小导致反向涡的长度和高度减小，也因此减小了它的面积，同时说明反向涡的发展影响了其自身的长度和高度。形状比率与自由风速之间的关系离散没有明显的变化趋势，但在所有的风速条件下，密度为 0.15 时形状比率最小（最扁平的反向涡)。水平反向涡与垂直反向涡之间是有相互关联的（图 6-42)，这说明反向涡是同时从水平和垂直两个平面共同发展的。

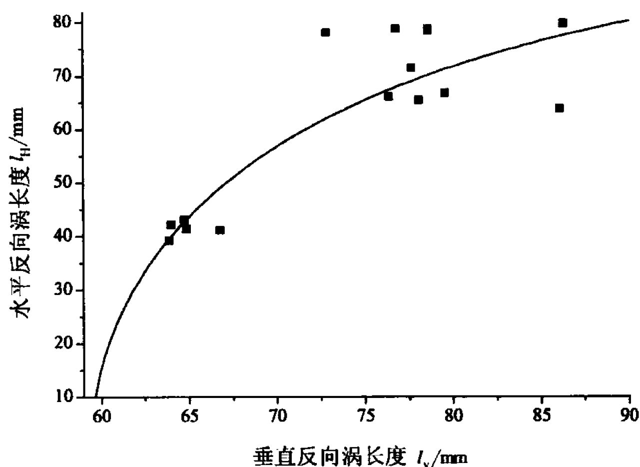


图 6-42　侧视与俯视涡长度之间的关系

Fig. 6-42　Relationship between vortex length of side view and top view

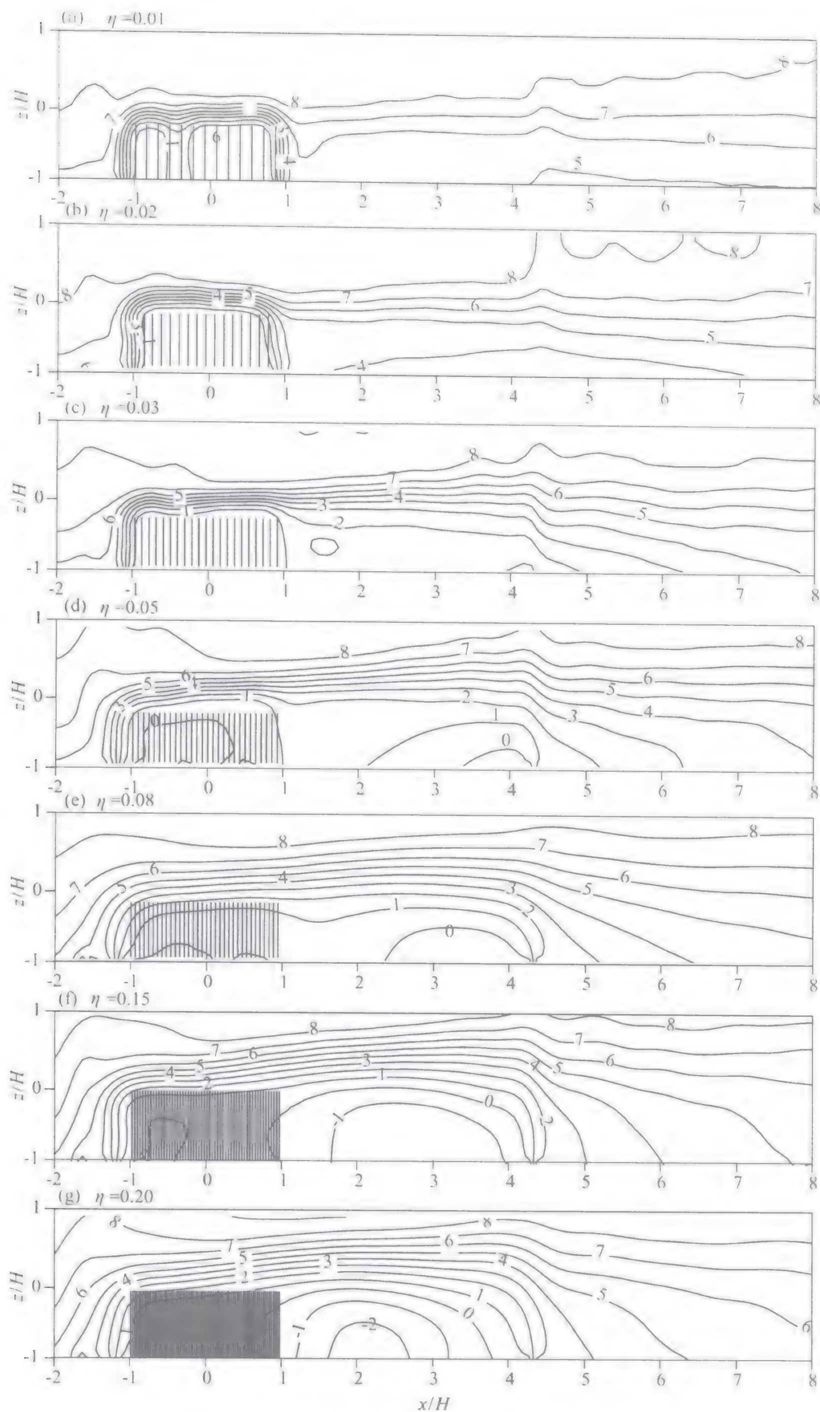


图 6-43 不同密度灌丛模型周围的侧视速度等值线（自由风速 10 m · s^{-1}）

Fig. 6-43 Side view of the contour map of the wind velocity around nebkhas model of different density (free-stream velocity: 10 m · s^{-1})

图 6-43 是自由风速为 10 m·s^{-1}时不同密度灌丛的垂直绕流速度等值线图。可以看出，当灌丛密度增大时，流线变得更密；垂直低速区的形成与水平速度等值线图具有可比性（图 6-37），随灌丛密度的变化关系也很相似。这再次证明，水平速度场与垂直速度场的发展是相关联的。

3）结论

通过运用非接触的激光测速技术（PIV），我们在风洞中获得了灌丛绕流的详细信息。尽管我们的风洞模拟仅能大致保证与雷诺数无关的相似要求，但其结果反映了小型植被的典型绕流特征。相比不透风障碍物而言，绕过三维灌丛模型的流型受穿过灌丛间隙的出射流和绕过及翻越灌丛顶部的移位气流影响较大，而且水平和垂直平面内的流场是相互关联的。移位流流型主要受灌丛背风侧的反向流控制。水平流场由两个对称的反向涡构成，而垂直流场则只有一个单独的反向涡。

反向涡的相对位置反映了出射流和移位流之间的相互关系。密度为 0.05 或 0.08 是一个临界密度，在此密度之下，出射流占主导地位，而且也没有水平和垂直反向涡的出现。表征水平反向涡的形态参数与灌丛密度和自由风速都有关系，而表征垂直反向涡的形态参数则主要与灌丛密度有关，自由风速影响较小，但水平涡旋的参数与这两个因子之间的关系都很密切。反向涡是从水平和垂直两个平面内同时发展的，两个平面内涡旋的长度是相关的。

本实验中，我们只分析了灌丛模型周围的流场特征，强调了它们与灌丛密度的关系。我们认为，疏透度是影响灌丛周围流场特征的重要因素，由此对沙丘的形成也有很大影响。鉴于这仅仅是一个实验研究，我们并未对这些流场特征产生的地貌意义进行阐述，尤其是在它们对沙丘类型和沙丘地貌演化的影响方面。根据实验结果我们可以推测：对低密度灌丛而言容易形成灌丛沙丘，这是由于占主导地位的出射流会使沉积物堆积在灌丛内部；而高密度灌丛下风向则容易形成风影沙丘，主要是由于移位流作用使沉积物在其背风侧堆积；当灌丛的密度足够大，以至于在灌丛前方产生反射流时，就形成了回涡沙丘。由于风洞内有限的空间，通常会限制沙丘地貌形成演化的实验模拟，因此，很有必要在野外开展有关植被障碍沙丘形成演化的观测与实验，以将本研究中关于灌丛绕流的流场的模拟结果与沙丘地貌的形成演化过程联系起来。

6.3 风蚀地貌的形成

与风积地貌相比，风沙地貌学界对风蚀地貌的研究比较少，其中一个很重要的原因是不同学者对风的侵蚀能力有不同的理解。20 世纪初亚洲西北部（Hedin，1903；1905;）、非洲北部（Ball，1900；Beadnell，1909）以及非洲南部（Walther，1891；1912；Passarge，1904）干旱和极端干旱区的风蚀地貌研究使风沙地貌学家坚信风力强大的侵蚀力，甚至夸大地认为，风是地貌夷平作用的主要营力。但后来多年来自半干旱区的研究认为，风力对地表变化的作用很小，直至 20 世纪 70 年代，风沙地貌学界一直受这种观点的主宰，以至于风蚀地貌研究总体上十分薄弱，只有个别科学家出

于好奇，零星地研究了风棱石、小型雅丹等风蚀地貌（Blackwelder，1930；1934；1954；Maxson，1940；Sharp，1949）。60 年代和 70 年代航天技术的发展使人们能够观察到更多区域的风蚀地貌，再度认识到风力作用不仅可以形成风积地貌，而且可以形成大规模的风蚀地貌。下文将根据国内外风蚀地貌的研究成果，结合库姆塔格沙漠风蚀地貌及其发育环境，讨论风蚀地貌的形成。由于沙砾碛将在第 8 章（特有风沙地貌）中讨论，所以本章主要讨论风棱石、雅丹地貌和风蚀戈壁。

6.3.1 风 棱 石

风沙地貌学中的风棱石（ventifact）是由风的磨蚀作用塑造的岩石，被风塑造的岩石可以是砾石，也可以是母岩。风棱石在世界不同地带的荒漠，如热带荒漠、温带荒漠和寒区荒漠中均有分布，但在不同地带，其成因不尽相同。既然风棱石是风对岩石的侵蚀形成的，风沙流和岩石特性必然是影响风棱石形态特征的两个重要因素。库姆塔格沙漠风棱石的形成主要有以下几方面的因素。

1. 风力侵蚀作用

根据已有的研究成果，塑造风棱石的风力作用有 4 种形式：吹蚀、风尘磨蚀、风沙磨蚀和涡旋侵蚀。各种风蚀形式在风棱石形成中所起的作用是不同的，而到底如何不同则是学术界争论的问题。风沙磨蚀作用最强，而吹蚀作用最为缓慢。学术界争论的焦点集中在风尘磨蚀和风沙磨蚀作用方面。例如，Laity（1994）认为，风沙磨蚀作用远较风尘磨蚀作用重要；而 Whitney 等（1973）则认为，风尘磨蚀作用在风棱石细微特征的形成中具有很重要的作用。我们认为，风沙磨蚀在库姆塔格沙漠风棱石的形成中起主导作用，风尘磨蚀、吹蚀和涡旋侵蚀作用处于很次要的地位，不具有普遍意义。这是因为，单个运动沙粒产生的磨蚀量与其能量成正比（Greeley et al.，1984；Anderson，1986）。Greeley 等的磨蚀实验表明，岩石的磨蚀强度与磨蚀颗粒粒径的三次幂有关。雅丹国家地质公园新建公路两侧水泥路标的风蚀表明，磨蚀作用是很强的，如此的磨蚀只有风沙磨蚀能够实现。在雅丹地质公园强烈磨蚀具有明显的方向性，朝向主导风向，这是风沙磨蚀的突出特征，因为吹蚀、风尘磨蚀和涡旋侵蚀往往可以绕流，使其他风向也产生磨蚀。

悬移的尘粒具有跟随气流较好和运动高度较大的特点，所以风尘磨蚀甚至能够形成背风面磨蚀和风沙磨蚀所无法达到的高度。在库姆塔格沙漠，所谓的背风面风尘磨蚀很难辨识，因为尽管有些地方有明显的主导风向，但其他方向，甚至相反方向的风也是存在的，所以就很难讲清是背风面的风尘磨蚀还是迎风面的风沙磨蚀。库姆塔格沙漠的风棱石高度一般都在 0.5 m 以下，都是跃移风沙流可以达到的高度，所以风沙磨蚀作用完全可以塑造其整体形态。此外，野外观察发现，库姆塔格沙漠风棱石的风蚀面，一般比较新鲜，表明是快速磨蚀的结果，是风沙磨蚀的特征。

2. 岩石原有形状

岩石的原始形状对风棱石形态的影响表现在两个方面。首先是风棱石直接继承岩石的原有形状。早期许多风棱石研究者认为风棱石的形状对岩石的原有形状具有继承性（King，1936；Higgins，1956），并得到了实验（Kuenen，1960）和野外观测（Sugden，1964）的证实。但是，也有一些实验表明，风棱石的形态与岩石的原有形态并没有本来关系（Schoewe，1932；Greeley et al.，1985）。野外观测发现，库姆塔格沙漠的风棱石对岩石的原有形态具有较好的继承性。首先，库姆塔格沙漠风棱石的尺度由数十毫米至数十厘米，风棱石的尺度一般都是继承原有岩石的尺度；其次，除非是经历了相当长的时间，风棱石将不可避免地保留岩石原有的一些形态特征，特别是在一些受风蚀作用相对较弱的部位。野外观察发现，库姆塔格沙漠的风棱石一般比较年轻，有两个方面的原因可以说明这一点：一是形成风棱石的岩石大都来自沙漠南部的阿尔金山，是阿尔金山的山前洪积冲积物，阿尔金山虽然处于极端干旱区，但洪积作用仍然比较活跃，所以能够不断地提供相对新鲜的岩石，而且覆盖原有的老岩石，使得形成的风棱石一般时间相对较晚；二是有许多风棱石散布于流沙中，流沙运动使风棱石有时出露，有时被覆盖，总体上相当于缩短了风棱石的发育时间。

岩石原有形状对风棱石影响的第二个方面是对气流方向的影响。风棱石的形态特征实际上反映了风沙流对岩石塑造作用的差异，即所谓的差异风蚀。当气流与岩石接触时，接触面的形状不同会导致气流方向不同形式和程度的改变，进而形成风沙流或气流在岩石不同部位侵蚀方式和程度的差异。

3. 风况

风积地貌类型及其形态特征与风况有密切关系，大多数风蚀地貌，包括风棱石的形成也与风况有密切关系。野外观察发现，库姆塔格沙漠不同区域的风棱石所体现的风蚀特征不同，具有方向性。如在沙漠东北部的风棱石北侧和东侧的风蚀最强，而沙漠南部的风棱石各个方向上的风蚀比较均衡。有些风棱石具有几个与风向对应的风蚀面。风棱石的风蚀特征既可以反映区域风况特征，也可以反映局地风况特征。分布于沙丘间、或其他障碍物间的风棱石往往受复杂的局地近地层气流的影响。大多数风棱石的形态特征显示出明显的风向特征，但也有一些风棱石所体现的风况特征模糊难辨，特别是发育年龄较老的风棱石。如由于岩石本身的移动或转动，在单风向作用下形成的风棱石也能够表现出多风向特征。所以，库姆塔格沙漠东北部显示明显风向特征的风棱石，其形成和发育时间相对较为年轻。

4. 岩石的倾覆与转动

在库姆塔格沙漠经常出现这样的情况，即在同一区域，有的风棱石风蚀面较少，甚至是单面的，而有的风棱石则风蚀面较多。即使在风向相对比较单一的沙漠东北

部，也有多个复杂风蚀面的风棱石，而且当尺度不同的风棱石混杂出现时，相对较大活动性较差的风棱石比相对较小活动性较强者明显具有较少的风蚀面。根据以往的有关研究，对这种情况比较合理的解释是岩石的倾覆和旋转（Sharp，1949）。由于岩石的倾覆和旋转，不同岩石部位在不同的时段对准主风向，经受强烈的风蚀，其作用效果相当于改变了风向。库姆塔格沙漠使岩石发生倾覆和旋转的因素包括风力的直接作用、风蚀、冻融、盐胀甚至流水作用等。当风力作用足够强时，地表砾石会发生运动，其形式虽然因砾石的形态特征而异，但出现倾覆和旋转的可能性是存在的。散布于流沙中的砾石，风对其周围和下部流沙的不均匀淘蚀会使砾石发生倾覆甚至翻滚。这种现象在库姆塔格沙漠内部极为普遍，特别是组成沙砾碛的岩石，经常会发生坍塌，导致砾石的倾覆和翻滚。

产生冻融作用的条件包括气候条件和水分条件。库姆塔格沙漠为典型温带沙漠气候，气温年较差和日较差均比较大，所以具有产生冻融作用的潜在气候条件。虽然处于极端干旱区，但由于砾石表层对下伏的保护作用，偶尔发生的强度较大的降水可以存储在砾石层下的沉积物中，使得冻融过程得以发生。在干旱戈壁地区，包括库姆塔格沙漠，岩石经常坐落在含盐量较高的下伏沉积物上，盐胀作用比较常见(图 6-44)，导致龟裂、破碎等地表形变，使表层岩石发生移动甚至倾覆翻转。起源于南部阿尔金山和北山的许多季节性河流深入库姆塔格沙漠内部，形成广泛分布的干河床，进而形成分布于干河床上的风棱石，这些风棱石在突发性洪水作用下发生移动、倾覆和转动。

5. 岩石与地表特征

岩石特征对风棱石形态的影响在库姆塔格沙漠表现得很明显，岩石的矿物组成、层理结构、节理构造都会对风棱石的后期发育有重要影响。一般来说，有利于风棱石发育的条件是岩石的风蚀速率较风化速率快，所以硬度很大的岩石不利于风棱石的发育。库姆塔格沙漠不规则形状风棱石的形成与岩石性质有密切关系。首先，岩石组成的不均匀性造成岩石表面不同部位抗风蚀力的差异，从而形成蜂窝状、锯齿状和其他各种各样的风棱石（图 6-45）。其次，当岩石上有裂隙和节理发育时，风蚀作用往往沿节理不断扩大，甚至使岩石沿节理断开（图 6-46）。地表岩石的排列特征影响风棱石发育，在砾石覆盖密集的地方，较少有风棱石发育；随着砾石覆盖度的降低，风棱石发育愈来愈好。这是因为，密集的砾石覆盖层增大地表粗糙度，增大对气流的阻力，密集的砾石覆盖有拦截近地层风沙流的作用，进而减弱风蚀作用。所以，在库姆塔格沙漠，我们经常发现，在流沙中散布的风棱石较戈壁滩上的风棱石发育好，突出于其他砾石的风棱石发育较好。地表特征对风棱石发育的影响主要表现在松软沉积物上的运动颗粒，特别是跃移颗粒的能量较多地消耗于沉积物中，所以与坚硬的地表相比，不利于风棱石的发育。



图 6-44　库姆塔格沙漠以北罗布泊洼地盐涨作用对地表的破坏

Fig. 6-44　The surface destroyed by salt expansion effect in Lup Nur Depression to the north of the Kumtagh Desert



图 6-45　岩石组成的不均匀性形成库姆塔格沙漠形状各异的风棱石

Fig. 6-45　Ventifacts with various shape formed by differences in rock composition



图 6-46　沿节理断开的风棱石（赵亚辉摄）
Fig. 6-46　Ventifacts broken apart along joints

6.3.2　雅丹地貌

在库姆塔格沙漠，雅丹地貌和风棱石在形态上有诸多相似之处，但空间尺度和形成过程很不相同。经典的雅丹地貌形状为翻扣的船型（图 6-47），船首高起，断面呈锥形，有时顶部平坦（Bosworth，1922）。理想的发育成熟的雅丹具有流线型或纽带状形态，长宽比为 3∶1 或 4∶1（Grolier et al.，1980；Ward et al.，1984）。基于 Ward 等（1984）的假设（图 6-48），雅丹表面的摩擦阻力随其相对宽度的增加而减小，因为有更大的面积免受风力的直接作用。相反地，由于气流分离效应，压差阻力则随雅丹相对宽度的增大而增大。当长宽比接近4∶1时，表面摩擦阻力和压差阻力的和最小。但经典或理想的雅丹地貌形态必须在理想的条件下才能形成，如均一的沉积物特征和稳定的风向。在自然界，特别是库姆塔格沙漠，如此的理想条件很难满足，所以形成的雅丹地貌与经典理想的形态经常有很大的差别。这也是雅丹地貌特征具有区域性的原因。与世界其他干旱区的雅丹地貌相比，库姆塔格沙漠雅丹地貌在形态上，当然也在成因上有其独特性。

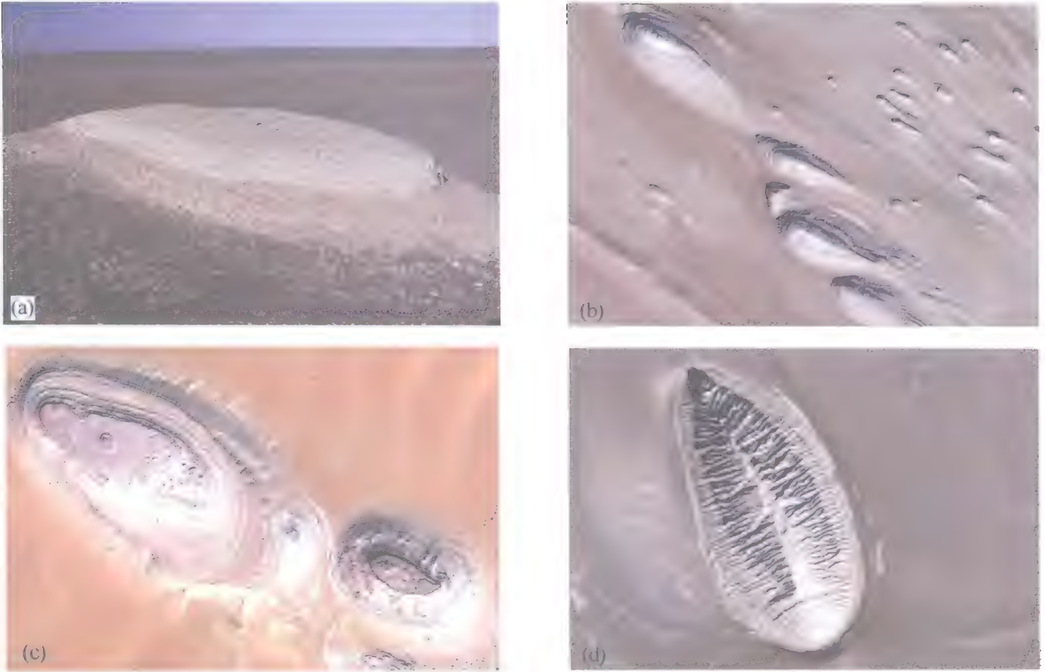


图 6-47　理想条件下形成的典型雅丹地貌

Fig. 6-47　Ideal Yardang morphology

(a) 库姆塔格沙漠东北部雅丹国家地质公园；(b) 青海柴达木盆地察尔汗盐湖南；(c) 埃及西部拉克锡特拉（Lac de Sitrah）；(d) 伊朗卢特（Lut）沙漠

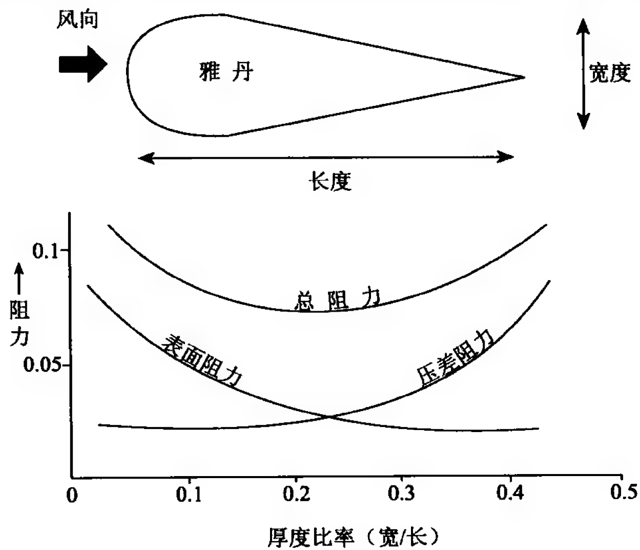


图 6-48　雅丹产生的压差阻力与表面阻力随宽/长比率的变化（Ward et al.，1984）

Fig. 6-48　Changes of pressure drag and skin drag of Yardang with length-width ratio（Ward et al.，1984）

世界上有几大著名的雅丹地貌区，如伊朗的卢特沙漠、埃及的西部沙漠、撒哈拉沙漠中部乍得盆地的提贝斯提高原东部、秘鲁沿海沙漠。中国的雅丹地貌面积约20 000 km^{2}多，主要分布于青海柴达木盆地西北部，疏勒河中下游和新疆罗布泊周围。与上述世界几大雅丹地貌区相比，包括库姆塔格沙漠在内的罗布泊地区雅丹地貌分布区的面积较小，但曾在雅丹地貌的研究中产生了重要影响。风沙地貌学研究者在提及雅丹地貌时，都将该名词的来源归属于突厥语，实际上是 Hedin（1903）取自罗布泊地区的维吾尔人。所以，罗布泊地区是“雅丹”这一地貌术语的发源地，库姆塔格沙漠雅丹地貌的形成很具代表性。

1. 雅丹地貌的形成因素

雅丹地貌主要是风对岩石的侵蚀作用形成的，但也受其他因素的影响。库姆塔格沙漠雅丹地貌的形成因素主要包括以下几个方面。

1）沉积物性质

影响雅丹地貌形成的沉积物性质包括其组成和构造等，因为这两方面的性质影响风蚀强度和方式。就世界范围的雅丹地貌来看，主要发育在 4 大类沉积物上。大多数雅丹发育在中度胶结、易于被风磨蚀的沉积物上，此类沉积物一般是第四纪湖相细沙和黏土沉积物，形成高度数米或十多米、长度数十米至数百米的中尺度雅丹。高度数十米至数百米、长度数公里至数百公里的巨型雅丹一般发育在坚硬岩石上，所以其形成过程极为缓慢。厘米级高度的微型雅丹一般发育于小障碍物后的湿沙上，所以只能形成短命的微型雅丹，一旦沉积物中的水分消失，雅丹也随之消失。中国柴达木盆地西北部的雅丹和罗布泊白龙堆雅丹的沉积物含有大量的盐分，形成坚硬而不易风蚀的外壳，但对溶蚀作用敏感。库姆塔格沙漠的雅丹分布在疏勒河下游和北部的阿奇克谷地，发育在河流下游和末端的河湖相黏土、细沙质沉积物和风成沙互层的沉积物上（图 6-49），湖相沉积物一般具有很好的水平层理，所以形成了中尺度雅丹。这种特殊的地层结构决定了该地区雅丹地貌的特殊发育过程。由于是胶结好的河湖相黏土细沙与松散的风成沙互层，所以导致地层的差异侵蚀。松散的风成沙易于风化和风蚀，形成台阶状和凹凸状的雅丹壁，不具有理想雅丹的圆滑流线型形态。这是库姆塔格沙漠雅丹的独特之处。

2）风蚀作用

风蚀作用无疑是塑造雅丹的主要营力，包括跃移风沙流的磨蚀作用、悬移风尘流的磨蚀作用、静风的吹蚀作用、涡旋气流的淘蚀作用、库姆塔格沙漠大多数雅丹走向基本与该区合成输沙风方向一致，极好地表明风蚀在雅丹形成中的重要作用。虽然库姆塔格沙漠的雅丹地貌间的平地为粗砾和细砾所覆盖，而且沙粒较粗，跃移风沙颗粒可以达到较大的高度，但跃移风沙流也主要在2m以下，所以跃移风沙流的侵蚀作用

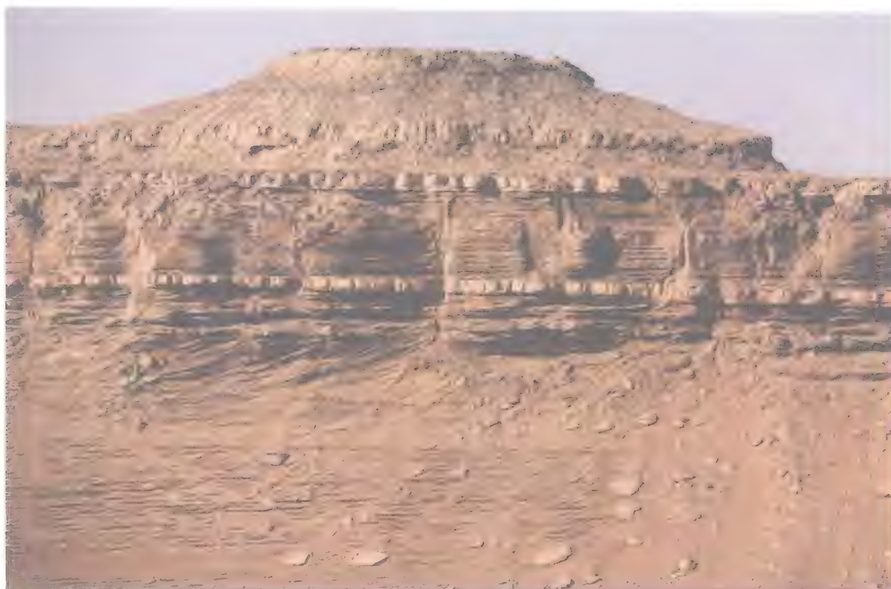


图 6-49　库姆塔格沙漠东北部雅丹地质公园雅丹的湖相黏土与风成沙互层

Fig. 6-49　Interbedded strata of lacustrine clay and aeolian sand of yardangs in the Yardang National Geological Park, northeast of the Kumtagh Desert

主要集中在雅丹的基部，所以雅丹一般在迎风端（东北端）形成向内凹的风蚀带（图 6-50）。跃移风沙流作用虽然限于雅丹基部，但在库姆塔格沙漠雅丹特殊的地层结构中，它对雅丹地貌的形成起着重要作用。例如，当基部为松散风成沉积层时，基部淘蚀速率会很快，当淘蚀达到一定程度时，其上地层坍塌，加速雅丹的发展。雅丹地貌对气流的阻挡作用使雅丹附近发育回涡沙丘，高度可达 2 m 以上。回涡沙丘的存在使跃移风沙流的侵蚀作用达到更大的高度，例如当有 2 m 高的回涡沙丘出现时，跃移风沙流的侵蚀高度可达 5 m 左右。跃移风沙流的侵蚀作用主要集中在与合成输沙风向相对的雅丹东北端，形成陡壁。但库姆塔格沙漠的风况并非单一风向，所以跃移风沙流对雅丹侧壁的侵蚀对雅丹地貌的发育也具有重要意义。

由悬移风沙流形成的风尘流与跃移风沙流相比，虽然侵蚀作用较弱，但可以到达较大的高度。库姆塔格沙漠地区在主要风季，沙尘暴时有发生，所以风尘流的侵蚀作用在塑造雅丹过程中也有比较重要的意义。由于悬移颗粒与气流有较好的跟随性，所以风尘流的侵蚀作用可以到达跃移风沙流侵蚀无法到达的部位，例如雅丹顶部、侧面，甚至背风侧的侵蚀。与跃移风沙流和悬移风沙流相比，净风吹蚀作用在库姆塔格沙漠雅丹的形成过程中占很次要的地位，但是雅丹表面经常出现松散的风化物会被净风吹蚀，局部涡旋形成较强的淘蚀，在局部凹进的松软层位，狭管效应会加强净风的侵蚀作用。



图 6-50 雅丹基部的风蚀带

Fig. 6-50 Belt of wind erosion at the near-surface section of Yardang

3）流水作用

古往今来，人们在解释雅丹的形成时，虽然以风蚀作用为重点，但也几乎不无例外地考虑到流水作用。库姆塔格沙漠虽然处于极端干旱区，但诸如暴雨之类的极端气候事件时有发生，在雅丹地貌发育的数千万年中可能曾出现降雨量相对较多的时期，雅丹地质公园附近 1979 年的一次暴雨就形成深 1.5 m 的冲沟。中国北魏地理学者郦道元在《水经注》中对罗布泊地区的龙城雅丹的形成就有“淦其崖岸，余留风吹”的解释，即龙城雅丹是风和水共同作用的结果。夏训诚(1997)按照外营力作用，将罗布泊地区的雅丹分为以风吹蚀作用为主的、以流水侵蚀作用为主，在流水作用基础上再经风吹蚀作用等 3 种雅丹地貌类型。库姆塔格沙漠的雅丹地貌普遍具有明显的流水作用痕迹。一是雅丹的走向与当地主风向不一致，而与河谷的走向一致，如雅丹地质公园南片雅丹的走向基本上垂直于当地的合成输沙风向，而与疏勒河的流向一致。流水作用的另外一方面的证据是在雅丹上普遍有细沟甚至切沟发育(图 6-51)。流水作用的第三个方面的证据是雅丹间谷地常有集水坑形成。由于缺乏植被，暴雨能够形成地表径流，将久旱风化的松散地表沉积物冲刷，形成洪流，在低洼的部位汇集，形成黏土淤积层（图 6-52)。我们在 2007 年 9 月考察中，就曾在沙漠南部发现暴雨形成的暂时集水池（图 6-53)。流水对雅丹的塑造作用表现在以下几个方面：

(1) 影响雅丹的走向。如雅丹地质公园南片和北片雅丹的走向截然不同。虽然库姆塔格沙漠的雅丹地貌是风蚀和流水共同作用下形成的，但风蚀和水蚀的关系会有两

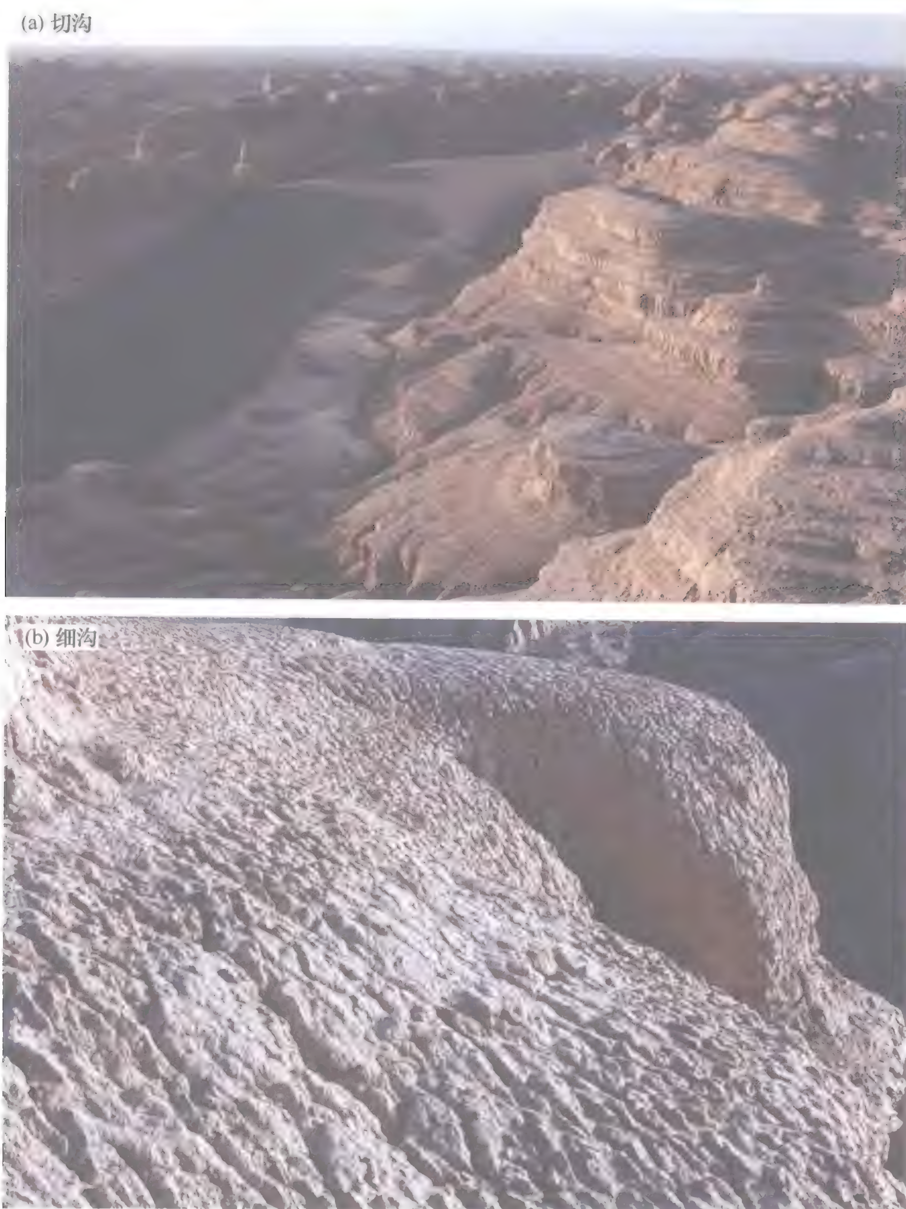


图 6-51　雅丹地质公园雅丹地貌上的流水痕迹

Fig. 6-51　Runoff trace on Yardangs in the Yardang National Geological Park

种不同的情况：第一种情况是先有流水作用，再有风蚀作用，当水流方向与当地主导风向不一致时就会出现雅丹走向与当地合成输沙风向不一致的情况；第二种情况是先有风蚀作用形成的雅丹雏形，流水顺雏形雅丹沟谷加强侵蚀，之后再经受风蚀作用，如此形成的雅丹走向一般与当地合成输沙风向一致。雅丹地质公园北片雅丹很可能属于这种情况。北片雅丹发育于古疏勒河的北岸，地势大致自北向南倾斜，在



图 6-52　降雨形成的雅丹间淤土堆积

Fig. 6-52　Silt accumulation formed by heavy rain

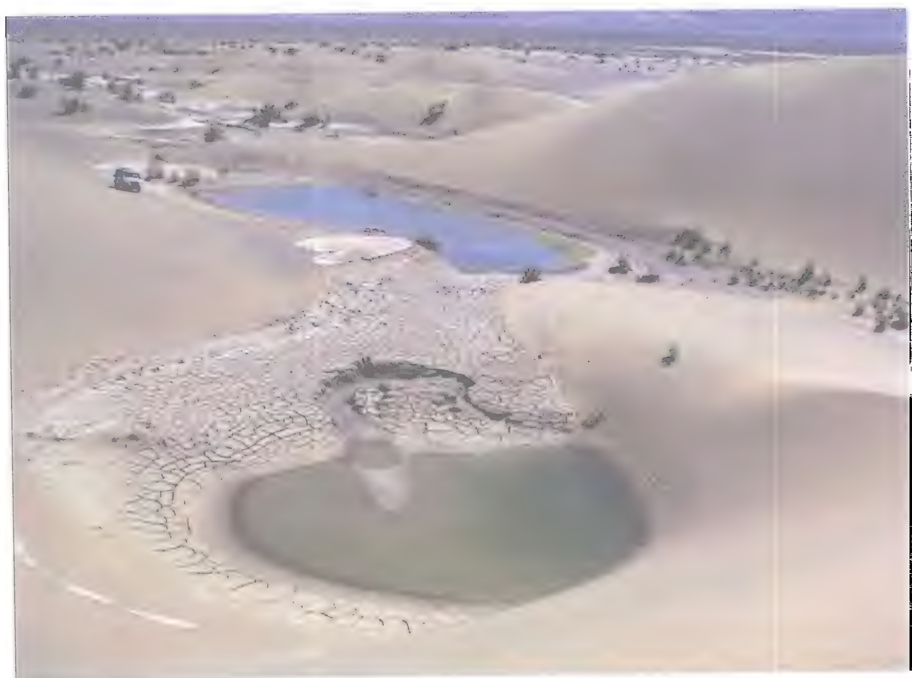


图 6-53　2007 年秋季一场暴雨后在库姆塔格沙漠南部形成的季节性湖泊（严平摄）

Fig. 6-53　Seasonal lake formed by rainstorm in the south of Kumtagh Desert in the autumn of 2007

北北东风向作用下形成雏形雅丹，暴雨期间，来自北部的洪流沿雅丹谷形成快速侵蚀，加快雅丹的演化过程，在流水沟谷的基础上风力继续塑造。

（2）导致雅丹的不规则形状。库姆塔格沙漠的雅丹地貌很少有理想的雅丹地貌形状，流水作用是原因之一。如图 6-54，流水作用形成的切沟使雅丹壁局部形成不规则的凹陷，长条状的雅丹趋于破碎化。暴雨雨滴的击溅作用加快了雅丹表面风化剥蚀，使之更易于风蚀。另一方面，雨滴形成的薄层结壳会在一定程度上降低雅丹表面物质的可蚀性。

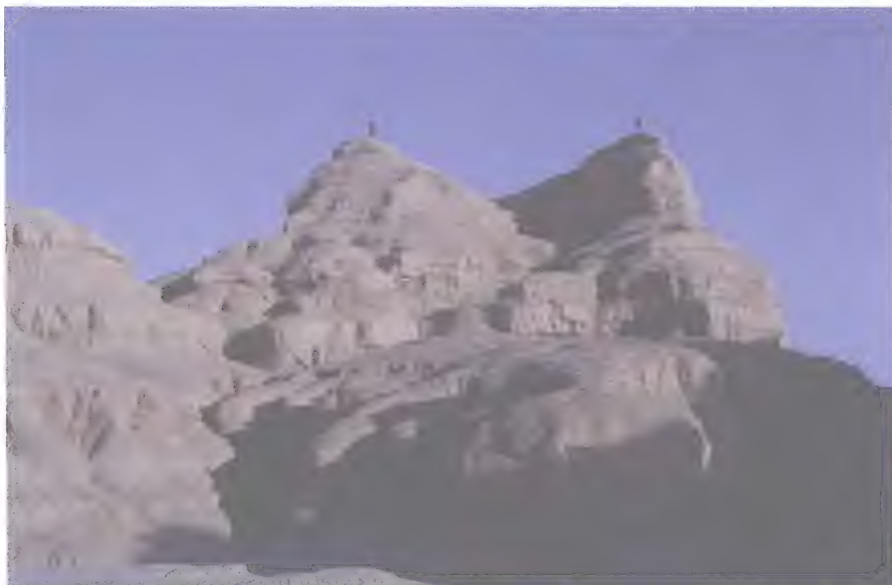


图 6-54　流水作用形成的切沟使雅丹破碎化

Fig. 6-54　Yardang fragmentation by gullies formed by fluvial erosion

4）其他因素

（1）溶蚀作用。库姆塔格沙漠处于极端干旱区，所以沉积物中含盐量往往较高，盐分经常将沉积物胶结在一起，形成更抗风蚀的胶结体。在降雨作用下，盐分会溶解，胶结体遭受破坏。可以推测，溶蚀作用对罗布泊地区龙城雅丹和白龙堆雅丹以及柴达木盆地雅丹形成的意义更大，因为这些地区雅丹的含盐量更高。

（2）风化和崩塌作用。雅丹的坚硬湖相沉积层受气温变化引起的物理风化影响明显，物理风化使其产生垂直裂隙，久之则产生崩塌脱落。崩塌脱落还会由下伏松散风沙沉积层的风蚀所致。野外调查发现，雅丹上经常有新鲜的崩塌脱落面出现，说明崩塌作用在库姆塔格雅丹地貌的形成过程中具有重要作用，而且该区的雅丹目前处于比较活跃的发展期。崩塌作用使雅丹壁较陡，不能形成理想的流线型。维吾尔语中的“雅丹”一词最原始的意思正是陡岸。

2. 雅丹地貌的形成过程

库姆塔格沙漠的雅丹地貌是风蚀和水蚀作用长期作用的结果，其形成过程可以分为以下几个发育期。

（1）幼年期。库姆塔格沙漠雅丹主要是泥岩和松散风沙互层，表层都是抗风蚀力较强的泥岩，比较平整。所以，在雅丹地貌出现之前，为平坦的地表。干涸后的湖相沉积物由于物理风化作用使泥岩表层产生许多水平和垂直节理，风蚀和水蚀沿节理发展，形成崎岖不平的地表，为密集的雏形雅丹。有流水作用时，流水向较低的部位汇集，使低处产生更强的侵蚀，形成包含许多雏形雅丹的更大尺度雅丹，雅丹地貌的空间格局基本形成。深切的侵蚀沟对气流产生影响作用，使雅丹发育进入青年期。幼年期的突出特点是风蚀的塑造作用相对比较随机，没有明显的强风蚀部位。

（2）青年期。在幼年期形成的雅丹空间格局基础上，雅丹谷的风力侵蚀和流水侵蚀不断发展，雅丹谷快速下切，雅丹的迎风端和其他不规则的突出部位开始被风蚀作用修正，雅丹谷不断加深扩大。大雅丹上叠置的小雅丹被侵蚀夷平，直至重新形成比较平整的泥岩面，凸起的部分由于有泥岩层的保护，不易遭受风蚀，形成高差数米至十数米、顶部比较平整的土丘和沟谷相间的典型雅丹。青年期的突出特点是定向风蚀使雅丹谷不断延伸、加深和扩大。

（3）成熟期。当雅丹谷延伸和加深到一定程度时，就会不再加深和延伸，主要表现为侧向扩展，雅丹谷侧向扩展的过程也是雅丹形态的修正过程，突出的部位被风蚀，使雅丹的走向与合成输沙风向趋于一致，形态趋于规则。雅丹顶部的平坦面逐渐缩小，但雅丹的高度基本不降低。

（4）消亡期。发育成熟的雅丹，由于风蚀、水蚀、重力崩塌和物理风化等作用，雅丹壁会不断后退，雅丹谷逐渐发展为宽阔的走廊。最终结果是，雅丹平整的顶面不断缩小，连续的梁状雅丹分裂为孤立的小丘，雅丹平整顶面最终消失，高度开始降低，雅丹的发育进入消亡期。

从形态特征判断，库姆塔格沙漠的雅丹大都处于成熟期和消亡期。雅丹国家地质公园的雅丹南片基本上处于青年期，有的部位甚至处于幼年期，因为其走向还主要反映流水的作用，尚未被风蚀作用充分改造。自南向北，自东向西，雅丹发育时间愈长。

3. 雅丹地貌的形成速率与年代

雅丹形成速率与年代是困扰雅丹地貌研究的难题。雅丹形成速率与沉积物的固结程度和侵蚀强度有关。在伊朗卢特沙漠，发育于坚硬岩石上的巨型雅丹可以维持数十万年甚至数百万年（Mainguet，1984）。而发育于半胶结湖相沉积物上的中尺度雅丹一般能够维持数千年至数万年。例如，许多撒哈拉地区的中尺度雅丹形成于新石器洪水期之后，下切速率为 0.4～4 $mm \cdot a^{-1}$（Beadnell，1909；Peel，1968；Hagedorn

et al.，1971)。

库姆塔格沙漠雅丹的形成速率与年代也大致在这个范围内。准确的形成年代是难以确定的，只能给出粗略的估计。首先，我们对一些雅丹顶部泥岩层下的松散风成沙的6个样品进行光释光测年，以获得雅丹发育年龄的概念和控制数据。不同雅丹样品的年代不一致，最老者约60 ka BP，最年轻者约30ka BP。样品虽然都是采集于雅丹顶层泥岩之下的风成沙，但很难保证它们代表相同的时代，所以测年结果不一致自然是可以理解的。我们根据雅丹地质公园一个雅丹顶层泥岩下风成沙样品的测年结果30 ka BP来估计，这里雅丹地貌的出现时间不会超过30 ka。因为罗布泊地区是“雅丹”一词的发源地，所以这里的雅丹地貌很早就为人所关注，关注的问题包括雅丹的形成速率。Hedin (1905) 曾在罗布泊地区发现在以往的1 500年内形成了6 m高的雅丹，据此估算雅丹的下切速率为4 $mm \cdot a^{-1}$。Hörner (1932) 和 Norin (1941) 根据罗布泊地区形成于公元前4世纪雅丹的高度推算下切速率约为2 $mm \cdot a^{-1}$ (McCauley et al.，1977)。夏训诚 (1997) 曾对楼兰古城的风蚀率进行了估计。楼兰王国是公元前2世纪建国，公元后6世纪废弃，夏训诚等将古城内外分布的文化层作为估算风蚀深度的基准，测算了6个点的风蚀深度，据此估算了风蚀率。结果表明，楼兰古城地区过去约1 500年内的最大风蚀率为4.7 $mm \cdot a^{-1}$，最小为2.4 $mm \cdot a^{-1}$，平均为3.6 $mm \cdot a^{-1}$，与Hedin的估算结果比较接近。我们取Hedin、Hörner、Norin和夏训诚等风蚀率估算结果的平均值，约3 $mm \cdot a^{-1}$来推算库姆塔格沙漠雅丹地貌的形成年代。高约15 m的雅丹的形成年代约在5 ka BP，而高20 m的雅丹的形成年代约在7 ka BP。考虑到估算误差，影响风蚀过程的复杂性，我们可以给出库姆塔格沙漠雅丹地质公园北片雅丹的大致形成时间，约为10 ka BP左右，这个年代与非洲撒哈拉地区许多发育于湖相沉积物上的雅丹的形成时代比较一致。根据库姆塔格沙漠其他区域雅丹沉积物特征，我们可以粗略地认为，库姆塔格沙漠的雅丹地貌形成于全新世以来的不同时期。

6.3.3 风蚀戈壁

我们用“风蚀戈壁”一词，旨在强调风成过程在库姆塔格沙漠戈壁形成过程中的重要作用。关于库姆塔格沙漠风蚀戈壁的形成，有一点是毋容置疑的，沙漠南北的石质山地为戈壁提供了砾石，因为除了地表戈壁砾石外，中国西北自河西走廊向西普遍发育了不同地质时期的砾岩，如西域砾岩、玉门砾岩和酒泉砾岩等，这些砾岩已被公认是来自南北两侧基岩山地的洪积物。但这些砾石又是如何形成目前的戈壁地貌则是尚难以明晰的科学问题。

1. 风蚀戈壁的形成因素与过程

回答风蚀戈壁形成问题，必须要从其特征出发。库姆塔格沙漠风蚀戈壁的突出特

点是表面平坦，面积广大，砾石层下为砾石含量很少的沙质甚至黏土质沉积物。纵观世界各地的戈壁，戈壁几乎都分布于荒漠区，特别是干旱区，所以干旱荒漠环境特征是探讨戈壁形成必须考虑的。库姆塔格沙漠风蚀戈壁的形成的研究关键要说明地表细颗粒是如何损失的，砾石是如何向地表聚集的。根据库姆塔格沙漠的自然环境特征，我们提出以下几方面的尝试性分析。

1）风力作用

尽管关于戈壁的形成因素与过程有不同的理解，但绝没有对风力作用的怀疑，只是对风力作用的方式与程度有不同的认识。因为根据风力作用可以很好地解释戈壁几方面的突出特征。首先，戈壁分布在降水极其贫乏的干旱区，在此环境下，风力作用比其他任何一种营力作用都突出。其次，戈壁平坦均匀的表面似乎只有风力作用能够形成。最后，由于风蚀的选择性，它能够造成地表细颗粒沉积物的损失，这一点不难理解。图 6-55 经典地描绘了风蚀在戈壁形成过程中的作用。在砾石与细颗粒沉积物混杂的地表，随着风蚀的发展，可风蚀的细颗粒含量逐渐减少，不可蚀的粗颗粒和砾石相对富集，最终形成对下伏细粒沉积物具有保护作用的砾石覆盖层——戈壁。这是风力作用对戈壁形成影响作用最普遍的理解。

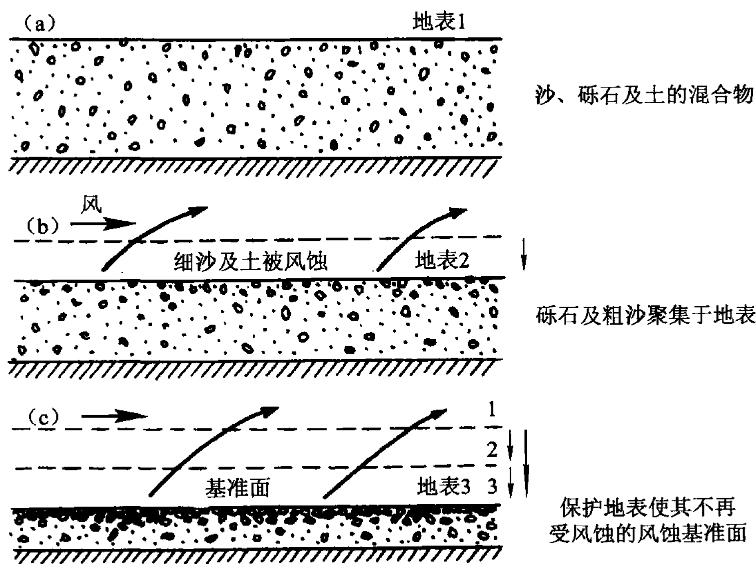


图 6-55 风蚀作用下戈壁的形成过程

Fig. 6-55 Formation process of defilation gobi with wind deflation

但是，也有的学者（McFadden et al.，1987）对风力作用的理解提出所谓的风积假说，以解释戈壁表面砾石覆盖层下的细颗粒沉积层甚至土壤层的形成。间发性的风沙流经过戈壁地表时，受风速减小和砾石阻挡等因素的影响，沉积于砾石间，由于

砾石的保护作用，这些沉积于砾石间的细颗粒不再被风蚀，并在戈壁的演化过程中继续向下移动。我们通过野外考察发现，这种机制在库姆塔格沙漠戈壁的形成过程中是存在的，至少是砾石层下细颗粒沉积物富集的一方面因素。但我们认为，与风蚀作用相比，这种所谓的风积假说处于很次要的地位，或者是必须与其他因素和过程的配合才能起作用。例如，该假说的前提条件是吹经砾石覆盖层的风沙流，而砾石覆盖层则是由其他因素和过程，如风蚀作用形成的。

2）流水分选作用

前面已经多次强调，库姆塔格沙漠尽管为极端干旱气候，但是偶尔的降水甚至强度较大的降水仍然发生。戈壁表面尽管平坦，但不是绝对没有起伏和坡度的，这就为流水作用创造了条件。流水作用在戈壁的形成过程中产生 4 个方面的效果。雨滴的击溅作用破坏地表胶结凝聚的细颗粒沉积物，为其迁移和损失创造了条件。降水使沉积于表面的细颗粒沉积物向下迁移，一方面形成戈壁砾石层下的细粒沉积层；另外一方面抬高戈壁砾石层，使其向上迁移聚集。有时，暴雨强度足够大，形成地表径流，携带走戈壁砾石间的细颗粒沉积物，在相对低洼的部位沉积下来。降水作用湿润砾石层下的细颗粒沉积物，为冻融作用提供了条件。

3）冻融和干湿循环作用

戈壁的形成过程不仅包括地表细颗粒沉积物的损失过程，而且包括不可蚀粗颗粒和砾石向地表的聚集过程。库姆塔格沙漠戈壁表层之下普遍存在砾石含量很少甚至不含砾石的细颗粒沉积层。这一方面是表层细颗粒向下迁移的结果；另一方面也有砾石向上移动的作用。在库姆塔格沙漠 3 个方面的因素能够导致砾石向地表聚集：冻融作用、干湿交替和盐涨作用。

冻融交替过程对饱和含水沉积物中粗颗粒和砾石向地表迁移和聚集已被大量的野外和室内试验所证实。图 6-56 是经典的描述冻融交替对粗颗粒和砾石向地表迁移和聚集过程图（Inglis，1965）。冻结深度达到高度 A 的活动层，表层冻结强度足以支撑图中球形砾石的重量。冻结层的深度增加 z 时，砾石颗粒间的水冰冻结膨胀，球形砾石和砂土一起被抬高高度 dz，下部出现空隙，砂土填入。夏季消融时，由于砾石和砂土的导热率不同，砂土中的先融化，当砾石周围砂土融化至深度 B 时，砾石下部仍为冻结状态，支撑着其上的砾石。当融化厚度增加 z 时，砂土收缩，使其高度整体降低 dz，地面逐渐回到原来的位置，而球形砾石维持原位，突出于周围地表。库姆塔格沙漠目前的干旱状态似乎使得冻融作用不可理解，但倘若我们考虑到偶尔的强降水事件以及戈壁形成的地质历史时期相对湿润气候，冻融作用也是不难理解的。事实上，即使现在，砾石层下的细颗粒沉积层并非绝对干燥，而是具有一定含水量的潮湿沉积层。

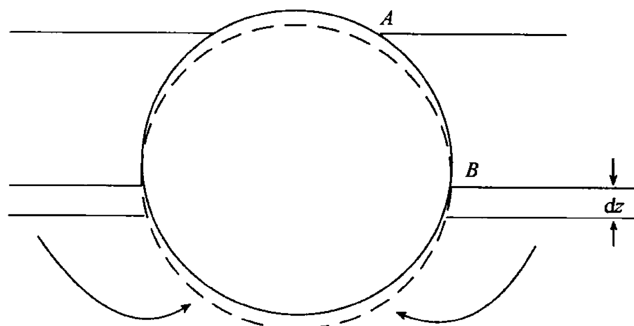


图 6-56 在活动冻土层中球形砾石的向上迁移

Fig. 6-56 Upward movement of spherical gravel in active frozen soil

戈壁沉积物中的水分不仅能够使冻融作用得以发生，而且沉积物本身的干湿变化也能造成砾石的迁移。干湿循环在戈壁砾石迁移中的作用与冻融循环比较类似。处于湿润状态的土层发生膨胀，其中的砾石被上推。干燥时，土层收缩，砾石周围的土层产生裂隙，这些裂隙较砾石的粒径小，所以只有由砾石附近的其他颗粒来填充，其结果是经过干湿循环后，土层中的砾石被抬升。关于干湿变化的作用我们虽然没有直接的观测结果，但可以根据前人在其他地区所做的研究工作加以推断。例如，Springer（1958）用美国内华达戈壁土的实验结果表明，在经过 22 个干湿循环后，图层中一些较大颗粒距地表的高度上升了 22mm。Jessup（1960）用澳大利亚戈壁土壤的实验表明，在经过 22 个干湿循环后，图层中的粗颗粒上升高度可达 10mm。Cooke（1979）用美国加利福尼亚 Majave 沙漠的土壤实验时发现，经过 4 个干湿循环后，戈壁土层 12 mm 深处 4 颗砾石即显现于地表。根据目前已有的实验与观察结果，我们发现干湿循环的作用与戈壁土层的组成有密切关系，戈壁土中黏土的含量愈高，干湿循环的作用就愈明显。

2. 风蚀戈壁的演化

所谓演化是指戈壁形成之后所经历的各种变化和发展过程。如前所述，戈壁的形成主要包括表层可蚀性细粒沉积物的损失过程和砾石的向上聚集过程，这些过程受多种因素的影响，这些因素有时独立发挥作用，有时同时发挥作用，有时交替发挥作用。但总的说来，戈壁的形成过程是相对较快的，特别是风蚀和流水作用下地表细粒物质的损失过程很快，这些过程一般在数年，甚至一场风蚀和暴雨时间就可完成。虽然砾石向表层的聚集过程较慢，但这只是戈壁形成的辅助过程。戈壁一旦形成就相对稳定，进入相对漫长的演化过程。这是因为密布的砾石增大了地表粗糙度，对近地层气流产生较大的阻力，抑制砾石间可蚀性颗粒的运动，从而也抑制风蚀。戈壁表面虽然总体上有一定的坡度，但一般比较和缓，少有起伏，所以有降水偶尔形成的地表径流多以面蚀的形式影响戈壁的演化，很少形成沟谷。但在戈壁形成之后的千万年中，由于各种影响因素及其作用的变化，戈壁还是要进一步缓慢地演化。由于戈壁的演化

极其缓慢，所以对其直接观测是很困难的，甚至是不可能的。下文试图从理论上探讨其可能的演化形式。

1）砾石的进一步风化

由于处于极端干旱环境，库姆塔格戈壁表面的砾石在漫长演化过程中必然要经历干旱环境下的各种风化过程，如机械风化和物理化学风化等，其中最为重要的是强烈温差导致的机械破碎和盐分风化作用（王贵勇等，1995）。风化作用使砾石表面产生裂隙和棱角，磨圆度变差。王贵勇等发现，在塔里木盆地南缘戈壁区，大量棱角状砾石与卵石共存，有些砾石既有磨圆面，也有裂开面和棱角。他们将这种现象归因于机械风化引起的卵石崩解。由于强烈的机械崩解，特别是盐分风化作用，较老的戈壁面（如河流的高阶地）基本是由棱角状碎石覆盖，而新戈壁面上（如河流一级阶地）仍以卵石为主，而且新戈壁面上砾石的粒径明显较大。类似的现象，我们在库姆塔格沙漠的戈壁中也有发现。例如，深入沙漠的戈壁，暴露于地表的砾石经常有较多的球状风化、裂隙和棱角，而埋藏于流沙中的卵石则磨圆度较好，而且表面光洁完整。

2）表面形态变化

戈壁面的发展过程是总体上起伏区域和缓，但在库姆塔格沙漠特殊的环境，特别是强劲风力作用下，有时会出现地表起伏加大的现象，主要表现为砾浪的发育。雅丹国家地质公园附近戈壁面上发育的砾浪高度可达 1 m 以上，波长数米至十数米，形成波状起伏的戈壁面。大多数情况下起伏走向与坡向不一致，但当与坡向一致时，会促进流水，特别是暴雨径流的汇聚，产生沟谷侵蚀，破坏戈壁面。在距离山地较近的地方，如沙漠南部、小泉沟和红柳沟沟口、雅丹地质公园以东的一些地区，强度较大的洪水直接切开戈壁面，破坏戈壁面的连续性。戈壁表面一旦被破坏，恢复是相当困难的，甚至是不可恢复的。

3）沉积物再分布

戈壁演化过程中沉积物的再分布表现在两个方面。首先是砾石间和砾石层下的细颗粒在雨水冲刷作用下的再分布，由于这些细粒是向相对低洼的地方移动，其结果是使戈壁面的起伏区域和缓；其次是表层砾石的蠕移，几方面的因素可以促使砾石蠕移，如风力作用，风力作用一般很难使粒径大至砾石的颗粒发生运动，但当砾石处于相对不太稳定的位置时，风力作用会使其失稳，产生移动。风力作用对砾石周围和下部可蚀性沉积物的淘蚀也会导致砾石的蠕移。雨水强度足够大时，会导致砾石的蠕移。由于砾石的重力作用，其蠕移的方向是自高处向低处，其结果是使戈壁表面起伏趋于和缓。戈壁形成后，由于表层砾石的保护作用而一般不再发生风蚀，相反，对过境风沙流具有一定的拦截作用，这些被拦截的沉积物在戈壁漫长的演化过程中逐渐向下迁移，一方面为戈壁提供新的物源；另一方面引起表层砾石的蠕移。此外，戈壁形

成过程中使砾石向表层聚集的温度变化、干湿变化和盐涨作用仍然继续作用。所以，戈壁演化过程中的沉积物再分布的作用使地表砾石覆盖增加、表面起伏区域和缓，即戈壁特征更加典型，也可以说戈壁更加成熟。

4）荒漠漆的形成

荒漠漆一般是指在荒漠地区砾石表面形成的一层光亮的薄膜，多为黑色和深红色。尽管对其成因有若干种不同的解释，但多数学者认为荒漠漆是干旱气候的产物。尽管关于荒漠漆的报道涉及热带、极地和高山等地区，但有学者（Engel et al.，1958）曾指出，真正的荒漠漆形成于年降水量小于 130 mm 的干旱区。跨越新疆、内蒙古和甘肃面积约20万 km^2 的黑戈壁实际上显现的是荒漠漆的颜色。库姆塔格沙漠戈壁一旦形成，在相对稳定的干旱环境下也会有荒漠漆形成。与黑戈壁相比，库姆塔格荒漠漆的发育程度明显很弱，所以戈壁总体颜色较淡，这是因为荒漠漆的形成是一个漫长的过程，如澳大利亚一些地区荒漠漆的年龄在5 000 年以上（Dragovich，1986），美国西南部一些地区荒漠漆的年龄在10 000年以上甚至有数十万年和数百万年的报道（Knauss et al.，1980；Harrington et al.，1987）。库姆塔格沙漠戈壁荒漠漆发育弱，颜色浅表明这里的戈壁比较年轻。

3. 戈壁的空气动力学特征

前面的戈壁发育过程分析表明，风蚀作用在戈壁的形成过程中起着重要作用，库姆塔格沙漠戈壁的形成过程实际上是可蚀性物质（沙粒）逐渐减少，而不可蚀性物质（主要是砾石）相对富集，形成对下伏物质具有保护作用的不可蚀砾石层——戈壁风蚀面。那么，砾石富集达到何种程度时，风蚀不再进行，从而形成比较稳定的风蚀面？我们曾通过风洞模拟实验（董治宝等，2001），测量不同粒径和覆盖度砾石覆盖的阻力系数来确定戈壁表面砾石的平衡覆盖度。表 6-1 为实验砾石模型的规格，图 6-57为实验结果。

表 6-1　实验砾石的几何特征

Table 6-1　Geometric parameters of gravel models for wind tunnel experiment

序号	直径 d/mm	高度 h/mm	d/h	表面积/mm^2	底面积/mm^2
GR01	19	12	1.58	283	1 019
GR02	29	19	1.53	660	2 454
GR03	38	24	1.58	1 134	4 076
GR04	47	31	1.52	1 734	6 486
GR05	57	37	1.54	25.50	9 400
GR06	65	43	1.51	3 317	12 439

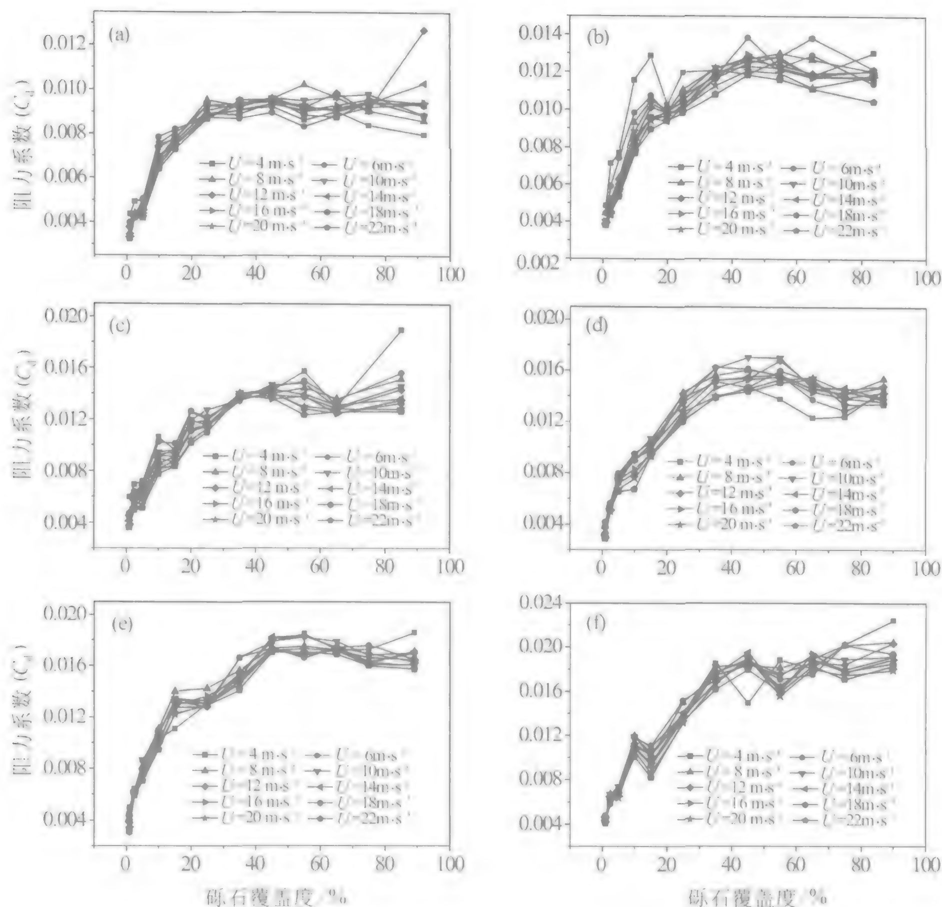


图 6-57　戈壁表面阻力系数随砾石覆盖度变化的风洞模拟实验结果（董治宝等，2001）

Fig. 6-57　Wind tunnel results of the variation of drag coefficient of gobi surface with gravel coverage

(a) GR01，h=1.2 cm，d=1.9 cm；(b) GR02，h=1.9 cm，d=2.9 cm；(c) GR03，h=2.4 cm，d=3.8 cm；(d) GR04，h=3.1 cm，d=4.7 cm；(e) GR05，h=3.7 cm，d=5.7cm；(f) GR06，h=4.3 cm，d=6.5 cm

实验结果表明，砾石覆盖使阻力系数增加 1.1～8 倍，增大的倍数取决于砾石粒径与覆盖度。戈壁表面的阻力系数随砾石粒径及覆盖度的增加而增大。对于不同粒径的砾石，阻力系数随砾石覆盖度的变化服从相似的规律（图 6-57），即当覆盖度较小时，阻力系数随砾石盖度增加而增大的过程较为明显，其增大率随盖度的增加而趋缓。当砾石覆盖度大于 40％～50％时，阻力系数基本不再随砾石覆盖度的增加而增大，说明戈壁床面对气流的反馈即阻滞作用趋于稳定，气/床界面达到相对平衡。

当气流经过戈壁表面时，其对气流的总阻力可以分解为砾石产生的阻力和砾石间裸露地表产生的阻力，所以阻力系数可以表示为

$$C_{dt}=C_{dg}+C_{db} \tag{6-2}$$

式中：C_{dt}为总阻力系数；C_{dg}为砾石所产生的阻力系数；C_{db}为砾石间裸露地表所产生

的阻力系数。当戈壁风蚀面发育充分时，砾石间的裸露地表完全处于砾石的保护下，其对气流不产生任何阻力。式（6-2）简化为

$$C_{dt}=C_{dg} \tag{6-3}$$

式（6-3）可以理想地解释为：当戈壁风蚀面的阻力系数趋于常数时，式（6-3）恒成立，可以认为，在已经稳定的戈壁风蚀面的砾石间再增加的砾石将全部处于已有砾石的保护下，新增加的砾石所产生的阻力系数趋于零。所以，阻力系数趋于常数（相当于最大阻力系数）可以作为戈壁风蚀面趋于空气动力学稳定的判据。对于所实验的各种砾石，40%～50%是戈壁风蚀面发育成熟、趋于稳定的临界覆盖度。

上述结论首先表明，戈壁风蚀面趋于稳定的临界覆盖度与砾石粒径无关。从空气动力学的角度来分析，戈壁表面的砾石之所以能够增大阻力或阻力系数是因为其存在增加了地表的起伏度，使气/床界面上气流与固体表面的接触面积增大了。砾质戈壁表面对砾石间裸露地表的保护程度取决于起伏度的大小。戈壁表面起伏度可用砾石的总表面积与基底（洞底）的总面积之比来表示。对各种实验砾石模型的几何特征分析表明，戈壁表面起伏度仅与砾石覆盖度有关，而与粒径无关。所以临界覆盖度亦与粒径无关。

上述结果与以往学者的野外观察结果一致。Sharon（1962）发现，在戈壁的形成过程中，随着砾石覆盖度的增加，风蚀作用的效率显著降低，在任何情况下，当砾石覆盖度达 50%左右时，基本再没有风蚀发生。Amit 等（1986）在死海地区 15 级阶地系列上戈壁发育程度的观察发现，在最老的阶地上，戈壁的发育程度最好，砾石覆盖度最高；而在最年轻的阶地上，戈壁发育程度最差，砾石覆盖度最低（图 6-58）。据此，他们将戈壁发育程度依砾石覆盖度分为高、中和低 3 种程度：大于 70%为高，40%～50%为中等，小于 20%为低。

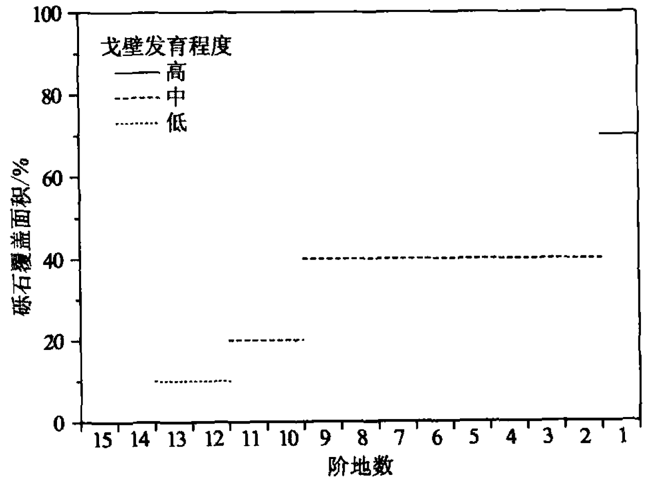


图 6-58　死海地区阶地系列上戈壁的发育程度（据 Amit et al.，1986）

Fig. 6-58　Development degree of gobi on terraces of Dead Sea (Amit et al., 1986)

野外调查表明，库姆塔格沙漠风蚀戈壁表面的砾石覆盖度大多在60%以上，有的甚至达80%～90%或更高，这说明所谓的戈壁风蚀面发育过程的多成因复杂性，在风蚀作用为主的情况下，尚有其他因素的作用。在漫长的地质过程中，戈壁风蚀面的形成除与风力作用有关外，尚受冻融作用、盐分作用而导致的戈壁表面砾石的再移动与聚集的影响，从而使戈壁风蚀面的平衡砾石覆盖度大于趋于稳定的临界值——平衡覆盖度。戈壁风蚀面趋于稳定的临界砾石覆盖度表明，库姆塔格沙漠地区高砾石覆盖度的戈壁表面在空气动力学上是稳定的，不是现代风沙活动及沙尘暴的源地。尽管砾石本身的风化以及局地性过境风沙流对砾石的磨蚀作用亦可提供可蚀性的细粒物质，但其量远不足以形成明显的风沙活动。但是，砾石覆盖度较小的“土戈壁”仍然是风沙活动和沙尘暴的源地。同时不可忽视的是各种机械扰动作用对稳定戈壁表面的破坏。戈壁地区大规模的工矿建设、道路建设不可避免地破坏戈壁风蚀面，使砾石覆盖度减小，被保护的下伏可蚀性细粒沙物质上翻，风沙活动复活。保护地表对减弱风沙活动是很重要的。

参 考 文 献

俄有浩，王继和，严平等．2008. 库姆塔格沙漠古水系变迁与沙漠地貌的形成．地理学报，63 (7)：725－734.

车自成，刘良，刘洪福等．1998. 阿尔金断裂系的组成及相关中新生代含油气盆地的成因特征．中国区域地质，17 (4)：377－384.

丁国瑜．1989. 第四纪断层上断裂活动的群集及迁移现象．第四纪研究，(1)：36－47.

董治宝，陈广庭．1997. 内蒙古后山地区土壤风蚀问题初论．土壤侵蚀与水土保持学报，3 (2)：84－90.

董治宝，屈建军，刘小平等．2001. 戈壁表面阻力系数的实验研究．中国科学（D辑），31 (11)：953－958.

费道罗维奇 E A. 1962. 现代沙漠地貌的起源．见：沙漠地貌的起源及其研究方法（译文集）．北京：科学出版社．1－16.

冯绳武．1981. 甘肃河西水系的特征和演变．兰州大学学报，(1)：125－129.

贺大良．1986. 金字塔沙丘形在机制初探．干旱区地理，9 (1)：13－16.

胡世雄，吴正．1997. 敦煌鸣沙山金字塔沙丘的形成模式研究．地理研究，16 (1)：，60－17.

黄卫星，陈文梅．2001. 工程流体力学．北京：化学工业出版社．272.

李志中．1994. 阿尔金山及其毗邻地区构造地貌的形成与演化．地理研究，13 (3)：35－42.

李志忠，陈广庭．1995. 金字塔沙丘风洞流场结构的实验研究——兼论金字塔沙丘的发育模式．中国沙漠，15 (3)：227－233.

屈建军，凌裕泉，张伟民等．1992. 金字塔沙丘形成机制的初步观察与研究．中国沙漠，12 (4)：20－28.

任收麦，葛肖虹，刘永．2003. 阿尔金断裂带研究进展．地球科学进展，18 (3)：386－391.

王富葆，张青松，李炳元．1981. 青藏高原第四纪构造运动的性质与分期问题．青藏高原隆起的时代、幅度和形成问题．北京：科学出版社．108－117.

王贵勇，董光荣，李森等．1995. 试论戈壁面及指相意义．124－130.

王卫东，李少睿．1999. 利用地震矩张量反演阿尔金断裂带现今运动学特征．地震地质，21 (2)：171－175.

吴正．2003. 风沙地貌与治沙工程学．北京：科学出版社．

夏训诚．1997. 罗布泊科学考察．北京：科学出版社．78－88.

徐叔鹰，徐德馥．1983. 青海湖东岸的风沙堆积．中国沙漠，3 (3)：1－8.

杨逸畴，洪笑天．1994. 关于金字塔沙丘成因的探讨．地理研究，(1)：94－99.

尹光华，戈澎漠，柏美祥．1988. 1924年阿尔金断裂上的两次7.25级地震．西北地震学报，10（增刊）：96—98.
曾晓青，王式功，尚可政等．2009. 库姆塔格沙漠大尺度风场特征分析．中国沙漠，29（3）：391—395.
张伟民，李孝泽，屈建军等．1998. 金字塔沙丘地表气流场及其动力学过程研究．中国沙漠，18（3），215—220.
郑剑东．1991. 阿尔金断裂带的几何学研究．中国区域地质，(1)：54—59.
周勇，潘裕生．1999. 阿尔金断裂早期走滑运动方向及其活动时间探讨．地质论评，45（1）：1—9.
朱震达，陈治平，吴正等．1981. 塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究．北京：科学出版社．
朱震达，吴正，刘恕等．1980. 中国沙漠概论．北京：科学出版社．
Amit R, Gerson R, 1986. The evolution of Holocene Reg (gravelly) soils in deserts—an example from the Dead Sea region. Catena, 13: 59—79.
Anderson R S. 1986. Erosion profiles due to particles entrained by wind: Application of an eolian sediment transport model. Bulletin of the Geological Society of America, 97: 1270—1278.
Bagnold R A. 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen & Co. London.
Ball J. 1900. Kharga Oasis: its topography and geology. Survey Department, Public Works Ministry, Geological Survey Report 1899, Part Ⅱ. Cairo: National Printing Department.
Beadnell H J. 1909. Lake basin created by wind erosion. Journal of Geology, 3: 47—49.
Best J. 2005. The fluid dynamics of river dunes: A review and some future research directions, Journal of Geophysical Research, Vol. 110, No. F4, F04S02 10.1029/2004JF000218.
Blackwelder E. 1930. Yardang and zastruga. Science, 72 (1868): 396—97.
Blackwelder E. 1934. Yardangs. Bulletin of the Geological Society of America, 45: 159—166.
Blackwelder E. 1954. Pleistocene lakes and drainage in the Mojave region, southern California, in Jahns, R. H., ed., Geology of southern California: California Division of Mines Bulletin No. 170: 35—40.
Bosworth T O. 1922. Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the northwest part of Peru. London: McMillan Company.
Breed C S, Grow T. 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. In McKee, E. D. (ed.), A Study of Global Sand Seas. United States Geological Survey, Professional Paper.
Castro I P. 1971. Wake characteristics of two-dimensional perforated plates normal to stream, J. Fluid Mech., 46: 599—609.
Cooke R U. 1979. Laboratory simulation of salt weathering processes in arid environments. Earth Surface Processes and Landforms, 4: 347—359.
Cornish V. 1914. Waves of sand and snow. Unwin, London.
Dong Z, Luo W, Qian G, et al. 2007a. Awind tunnel simulation of the mean velocity fields behind upright porous fences, Agric. For. Meteorol., 146: 82—93.
Dong Z, Qian G, Luo W, et al. 2007b. Awind tunnel simulation of the effects of stoss slope on the lee airflow pattern over a two dimensional transverse dune, J. Geophys. Res., 112, F03019, doi: 10.1029/2006JF000686.
Dragovich D. 1986. Minimum age of some desert varnish near Broken Hill, New South Wales. Search, 17: 149—151.
Engel C E, Sharp R P. 1958. Chemical data on desert varnish. Geological Society of America Bulletin, 69: 487—518.
Engel P. 1981. Length of flow separation over dunes. ASCE Journal, Hydraulics Division, 107: 1133—1143.
Frank A, Kocurek. G. 1996a. Toward a model for airflow on the lee side of aeolian dunes. Sedimentology, 43: 451—458.
Frank A, Kocurek G. 1996b. Airflow up the stoss slope of sand dunes: limitations of current understanding. Geomorphology, 17: 47—54.

Fryberger S G. 1979. Dune forms and wind regime. In McKee E D. (ed.) . A Study of Golabal Sand Seas. United States Geological Survey, Professional Paper.

Fryberger S G, Goudie A S. 1981. Arid geomorphology. Progress in Physical Geography, 5: 420—428.

Greeley R, Iversen J, Leach R, et al. 1984. Windblown Sand on Venus: Preliminary Results of Laboratory Simulations, Icarus, 57: 112—124.

Greeley R, Iversen J D. 1985. Wind as a geological process. Cambridge: Cambridge University Press.

Grolier M J, McCauley J F, Breed C S, et al. 1980. Yardangs of the Western Desert. The Geographical Journal, 146: 86—87.

Gunatilaka A, Mwango S B. 1989. Flow separation and the internal structure of shadow dunes, Sediment. Geol, 61: 125—134.

Hack J T. 1941. Dunes of theWestern Navajo Country. Geographical Review, 31: 240—263.

Hagedorn H, Pachur H J. 1971. Observations on climatic geomorphology and Quaternary evolution of landforms in south-central Libya. In C. Gray (ed.), Symposium on the Geology of Libya: 387—400.

Harrington C D, Whitney J W. 1987. Scanning electron microscope method for rock-varnish dating. Geology, 15: 976—970.

Hedin S. 1903. Central Asia and Tibet. New York: Greenwood Press.

Hedin S. 1905. Lop Nor: Scientific results of a journey in central Asia (1889~1902) . Vol. 2. Stoockholm.

Hesp P A, Davidson-Amott R, Walker I J, et al. 2005. Flow dynamics over a foredune at Prince Edward Island, Canada, Geomorphology, 65: 71—84.

Hesp P A, McLachlan A. 2000. Morphology, dynamics, ecology and fauna of Arctotheca populifolia and Gazania rigens nabkha dunes. J. Arid Environ. , 44: 155—172.

Hesp P A. 1981. The formation of shadow dunes, Sediment. Petrol, 51: 101—112.

Higgins C G. 1956. Formation of small ventifacts. Journal of Geology, 64 (5): 506—516.

Howard A D, Morton J B, Gal-El-Hak M, et al. 1978. Sand transport model of barchan dune equilibrium. Sedimentology, 25: 307—338.

Hörner N G. 1932. Lop Nor: topographic and geological summary. Geografiska Annaler, 14: 297—321.

Inglis D R. 1965. Particle sorting and stone migration by freezing and thawing. Science, 148: 1616—1617.

Iversen J D. 1981. Comparison of wind tunnel modeling and full-scale snow fence drifts, J. Wind Eng. Ind. Aerodyn, 8: 231—249.

Jackson P S, Hunt J C R. 1975. Turbulent wind flow over a low hill. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101: 929—955.

Jessup R W. 1960. The stony tableland soils of the southeastern portion of the Australian arid zone and their evolutionary history. Journal of Soil Science, 11: 188—196.

Karyagin V P, Lopatkin A I, Shvets A I, et al. 1991. Experimental investigation of the separation of flow around a sphere, Fluid Dyn, 26: 126—129.

Kind R J. 1976. A critical examination of the requirements for model simulation of wind-induced erosion/deposition phenomena such as snow drifting, Atmos. Environ, 10: 219—227.

King L C. 1936. Wind-faceted stones from Marlborough, New Zealand. Journal of Geology, 44: 201—213.

Knauss K G, Ku T L. 1980. Desert varnish: potential for age-dating via uranium—series istopes. Journal of Geology, 88: 95—100.

Kuenen P H. 1960. Experimental abrasion 4: eolian action. Journal of Geology, 68: 427—449.

Laity J E. 1994. Landforms of aeolian erosion. In: Geormorphology of Desert Environments (Abrahams A. D. etc. eds) . Chapman & Hall, London: 506—535.

Lancaster N, Nickling W G, McKenna Neuman C, et al. 1996. Sediment flux and airflow on the stoss slope of a barchan dune. Geomorphology, 17: 55—62.

Lancaster N. 1983. Controls of dune morphology in the Namib Sand Sea. In Brookfield, M. E., Ahlbrandt, T. S. (eds.), Eolian Sediments and Processes, Developments in Sedimentology, 38. Elsevier, Amsterdam.

Lancaster N. 1985. Variations in wind velocity and sand transport rates on the windward flanks of desert sand dunes. Sedimentology, 32: 581—593.

Lancaster N. 1987. Dunes of the Gran Desierto sand sea, Sonora, Mexico. Earth Surface Processes and Landforms, 12: 77—288.

Lancaster N. 1989. The dynamics of star dunes: an example from the Gran Desierto, Mexico. Sedimentology, 36: 273—289.

Lancaster N. 1994. Dune morphology and dynamics. In Abrahams, A. D., Parsons, A. J. (eds.), Geomorphology of Desert Environments. Chapman and Hall, London.

Lancaster N. 1995. Geomorphology of Desert Dunes. Routledge, London.

Livingstone I, Warren A. 1996. Aeolian Geomorphology: An Introduction. Addison Wesley Longman Limited.

Mainguet M. 1978. The influence of trade winds, local airmasses and topographic obstacles on the aeolian movement of sand particles and the origin and distribution of dunes and ergs in the Sahara and Australia. Geoforum, 9: 17—28.

Mainguet M. 1984. A classification of dunes based on aeolian dynamics and the sand budget. In: F. ElBaz (Editor), Deserts and Arid Lands. Marinus Nijhoff, The Hagum.

Maxson J H. 1940. Fluting and faceting of rock fragments. Journal of Geology 48 (7): 717—751.

McCauley J F, Grolier M J, Breed C S. 1977. Yardangs of Peru and other Desert Regions. USGS Interagency Report, Astrogeology, 81.

McFadden L D, Wells S G. Jercinovich M J. 1987. Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. Geology, 15: 504—508.

McKee E D. 1982. Sedimentary structure in dunes of the Namib Desert, West Africa. Geological Society of America, Special Paper, 88.

McKenna Neuman C, Lancaster N, Nickling W G. 1997. Relations between dune morphology, air flow, and sediment flux on reversing dunes, Silver Peak, NV, USA. Sedimentology, 44: 1103—1113.

McKenna Neuman C, Lancaster N, Nickling W G. 2000. The effect of unsteady winds on sediment transport on the stoss slope of a transverse dune, Silver Peak, NV, USA. Sedimentology, 47: 211—226.

McLean S R, Smith J D. 1986. A model for flow over two—dimensional bed forms. Journal of Hydraulic Engineering, 112: 300—317.

Mulligan K R. 1988. Velocity profiles measured on the windward slope of a transverse dune. Earth Surface Processes and Landforms, 13: 573—582.

Musick H B, Trujillo S M, Truman C R. 1996. Wind tunnel modeling of the influence of vegetation structure on saltation threshold, Earth Surf. Processes Landforms, 21: 589—605.

Nelson J, Smith J D. 1989. Mechanics of flow over ripples and dunes. Journal of Geophysical Research, 94: 8146—8162.

Nickling W G, McKenna Neuman C, Lancaster N. 1999. Recent investigations of airflow and sediment transport over desert dunes. In: Aeolian Environments, Sediments and Landforms, Goudie, A. S. et al. (eds.), John Wiley and Sons, Chichester: 15—47.

Nickling W G, Wolfe S A. 1994. The morphology and origin of Nabkhas, region of Mopti, Mali, West Africa, J. Arid Environ., 28: 13—30.

Nielson J, Kocurek G. 1987. Surface processes, deposits, and development of star dunes: Dumont dune field, California. Geological Society of America Bulletin, 99: 177—186.

Norin E. 1941. The Trim Basin and Its Border Regions. Leipizig: Akademie.

Parsons D R, Wiggs G F S, Walker I J, et al. 2004b. Numerical modelling of airflow over an idealised transverse dune. Environmental Modelling & Software, 19: 153—162.

Parsons D R. Walker I J, Wiggs G F S. 2004a. Numerical modelling of flow structures over idealized transverse aeolian dunes of varying geometry. Geomorphology, 59: 149—164.

Passarge S. 1904. Die Kalahari. Riemer, Berlin, DE.

Peel R F . 1968 . Landscape sculpture by wind . 21 th International Geographic Congress , India , papers , I : 99—104.

Prandtl L. 1952. Essentials of Fluid Dynamics, Blackie, London.

Pye K, Tsoar H. 1990. Aeolian Sand and Sand Dunes. Unwin Hyman Ltd. , London.

Schatz V, Herrmann H J. 2006. Flow separation in the lee side of transverse dunes: A numerical investigation. Geomorphology, 81: 207—216.

Schoewe W H. 1932. Experiments on the formation of windfaceted pebbles. American Journal of Science, 24: 111—134.

Sharon D. 1962. On the nature of hamadas in Israel. Zeitschrift für Geomorphologie, 6: 129—147.

Sharp R P. 1949. Pleistocene ventifacts east of the Big Horn. Mountains, Wyoming. Journal of geology, 57: 175—195.

Snyder W H. 1972. Similarity criteria for the application of fluid models to the study of air pollution meteorology. Boundary—layer Meteorology, 3: 113—134..

Springer M E. 1958. Desert pavement and vesicular layer of some desert soils in the desert of the Lahontan Basin. Soil Society of America Proceedings, 22: 63—66.

Stanislas M, Kompenhas J, Westerweel J. 2000. Particle Image Velocimetry: Progress Towards Industrial Application, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Sugden W. 1964. Origin of faceted pebbles in some recent desert sediments of southern Iraq. Sedimentology, 3: 65—74.

Sweet M L, Kocurek G. 1990. An empirical model of Aeolian dune lee-face airflow. Sedimentology, 37: 1023—1038.

Townsend A A. 1956. The Structure of Turbulent Shear Flow. Cambridge, U K: Cambridge Univ. Press. 429 pp.

Tsoar H. 1983. Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) dune. Sedimentology, 30: 567—578.

Walker A S. 1987. Eolian landforms. In Gemorphology From Space: A Global Overview of Regional Landforms. National. Aeronautics and Space Administration Special Paper. 486, Washington.

Walker I J, Nickling W G. 2002. Dynamics of secondary airflow and sediment transport over and in the lee of transverse dunes. Progress in Physical Geography, 26: 47—75.

Walker I J, Nickling W G. 2003. Simulation and measurement of surface shear stress over isolated and closely spaced transverse dunes in a wind tunnel. Earth Surface Processes and Landforms, 28: 1111—1124.

Walker I J. 1999. Secondary airflow and sediment transport in the lee of a reversing dune. Earth Surface Processes and Landforms, 24: 437—448.

Walmsley J I, Salmon J R, Taylor P A. 1982. On the application of boundary-layer flow over low hills to real terrain. Boundary Layer Meteorology, 23: 17—46.

Walther J. 1891. Die Denudation in der W¨uste und ihre geologische Bedeutung. Abhandlungen S¨achsische Gesellschaft Wissenshaft, 16: 345—570.

Walther J. 1912. Das Gesetz der W¨ustenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Leipzig: Von Quelle und Meyer.

Ward A W, Greeley R. 1984. Evolution of the yardangs at Rogers Lake , California. Bulletin of the Geological Society of America: 95: 829—837.

Wasson R J, Hyde R. 1983. Factors determining desert dune type. Nature, 304: 337—339.

Weng W S, Hunt J C R, Carruthers D J, et al. 1991. Air flow and sand transport over sand dunes. Acta Mechanica, Supplement, 2: 1—22.

Werner B T. 1995. Eolian dunes: computer simulations and attractor interpretation. Geology, 23: 1107—1110.

White B R. 1996. Laboratory simulation of aeolian sand transport and physical modeling of flow around dunes. Annals of Arid Zones, 35: 187—213.

Whitney M I, Dietrich R V. 1973. Ventifact sculpture by windblown dust. Geological Society of America Bulletin, 84: 2561—2582.

Wiggs G F S, Livingstone I, Warren A. 1996. The role of streamline curvature in sand dune dynamics: evidence from field and wind tunnel measurements. Geomorphology, 17: 29—46.

Wiggs G F S. 2001. Desert dune processes and dynamics. Progress in Physical Geography, 25: 53—79.

第7章　关于羽毛状沙丘的讨论

库姆塔格沙漠向来被认为是以独特的“羽毛状沙丘”著称。然而，近年来，中国学者对羽毛状沙丘的争论愈来愈多。为了澄清该沙漠的羽毛状沙丘，本章综合分析了国内外沙丘分类学中关于羽毛状沙丘的论述，确认羽毛状沙丘是复合线形沙垄的一种类型，其中沙垄的主脊构成“羽柄”，而叠加其上的次级沙丘脊歧出主沙丘脊，构成“羽毛”。对比分析世界其他沙漠与中国库姆塔格沙漠所谓羽毛状沙丘的形态学特征发现，库姆塔格沙漠所谓的羽毛状沙丘实际上是典型的赛夫沙丘。以往根据遥感影像确定的羽毛状沙丘的“羽毛”部分是由地表沉积物反照率对比形成的羽毛状图案，与垄间地的沙埂没有好的对应关系。所以，以往关于库姆塔格沙漠羽毛状沙丘的不确切概念应予以纠正。羽毛状沙丘是在比较复杂的风况和沙源供应不够充分的条件下形成的。

纵观世界科学的发展历史，我们发现，科学上的重大突破往往始于研究技术手段的重大突破，沙漠科学工作者对库姆塔格沙漠认识的深化也是得益于研究技术的基本。随着20世纪50年代末库姆塔格沙漠地区航空像片和卫星影像的出现，人们对库姆塔格沙漠的认识开始出现质的飞跃，因为人们能够从遥感影像上比较宏观地辨认沙漠中的主要风沙地貌类型及其分布，其中最有影响的认识就是在库姆塔格沙漠北部发现了独特的“羽毛状”沙丘（朱震达等，1980），这不仅丰富了沙丘地貌学的内容，而且激起了许多风沙地貌研究者的兴趣（夏训诚，1987a；屈建军等，2004，2005，2007；王继和等，2005；Dong et al.，2008）。“羽毛状沙丘”几乎成了库姆塔格沙漠的代名词。但从遥感影像上获得的认识直至最近才得到实地考察的检验。近年来，随着深入沙漠腹地研究工作的深入，中国沙漠科学工作者对库姆塔格沙漠的认识再次发生了飞跃。比较有趣的是，对大家原本接受的“羽毛状沙丘”产生了许多分歧意见，甚至涉及一个最基本的问题：什么是“羽毛状沙丘”？本章首先试图根据国内外目前的研究成果，提供关于“羽毛状沙丘”清晰的认识；其次对库姆塔格沙漠所谓的羽毛状沙丘加以澄清。

7.1　羽毛状沙丘辨识

在讨论库姆塔格沙漠的羽毛状沙丘之前，首先要回答什么是“羽毛状沙丘”的问题。羽毛状沙丘（feather dunes，feathered dunes，feathery dunes，feather-like longitudinal ridges，plumate dunes），顾名思义，因沙丘外观像羽毛而得名，是一个沙丘分类学的名词，在以往国内外的研究中报道很少。这有两个方面的可能原因：一是因

为这种沙丘类型不太普遍而不足以引起研究者的重视；二是因为这一名词仅以外观特征形象地命名沙丘，从而不被学术界认可。然而，近年来，随着对库姆塔格沙漠研究的深入，中国学者对“羽毛状沙丘”显示出空前的兴趣。文献检索表明，专门讨论“羽毛状沙丘”的文章几乎都出自中国学者（吴正，1987；夏训诚，1987a；刘虎俊等，2006，2007；屈建军等，2007；董治宝等，2008；Dong et al．，2008；唐进年等，2009）。即使中国学者对“羽毛状沙丘”的理解也分歧很多（屈建军等，2007；董治宝等，2008；Dong et al．，2008），主要是针对“羽毛状沙丘”的定义，其次是关于其成因。例如，关于库姆塔格沙漠，目前尚在争论：究竟什么是“羽毛状”沙丘？库姆塔格沙漠到底有无“羽毛状”沙丘？以往中国学者普遍承认的“羽毛状”沙丘是否符合学术界定义的“羽毛状”沙丘？针对这些问题，有必要首先从沙丘分类学和形态学两个方面对羽毛状沙丘加以辨识。

7.1.1 羽毛状沙丘与沙丘分类学

“羽毛状沙丘”既然作为一种沙丘类型被提出，那么对其准确理解当然要溯源于沙丘分类学。但令人遗憾的是，目前沙丘分类学本身也是一个很不完善的研究领域，因此对羽毛状沙丘认识存在分歧也就不难理解了。沙丘是风况、沙源供应以及地表特征等多因素综合作用的结果，而这些因素的变化极其复杂，从而导致多种多样的沙丘。为了掌握沙丘形成与演变规律，首先要进行沙丘分类，进而将沙丘类型与其形成条件联系起来。自风沙地貌学研究诞生以来，沙丘分类一直是风沙地貌学家不断探索的课题，中外学者基于不同的原则提出了不同的沙丘分类系统。由第 5 章可知，目前已经采用的分类原则有动力学、形态学、形态动力学和沙丘活动性等。代表性的沙丘分类系统有：①Fedorovich 分类系统；②USGS 分类系统；③Maiguet 分类系统；④Cooke等分类系统；⑤Livingstone-Warren 分类系统；⑥Tsoar 分类系统；⑦Edgell 分类系统。应当承认，沙丘分类是一项高层次的综合研究工作，有赖于风沙地貌学的研究成果，并随风沙地貌研究工作的深入在不断完善。

以 Fedorovich 为代表的前苏联学者基于对亚洲中部卡拉库姆沙漠的观察，根据风力条件和沙丘形态特征，提出了一个三级沙丘分类系统（费道洛维奇，1962）。他首先将沙丘按自然地带分为：①主要是热带荒漠的新月形沙丘；②主要是温带荒漠的半固定沙丘；③主要是非荒漠地带的沙漠。根据风动力条件，将各自然地带的沙丘划分为 4 种基本动力类型：①对流型，形成于风力较为均匀的地区；②信风型，形成于单向或数个风向相近似的定向风地区；③季风-软风型，形成于季风更替和相反风向制动的地区；④干扰型，形成于气流受山体等障碍物的影响受到明显干扰的地区。在每一种基本动力类型中，又根据形态特征，划分出许多基本沙丘类型、复合和复杂沙丘类型。尽管费道洛维奇的沙丘分类系统中提到了很多沙丘类型，但主要是基于卡拉库姆沙漠，所以其涵盖范围仍然很有限，没有提到“羽毛状”沙丘。

美国地质调查局（USGS）于1979年出版了McKee的*A Study of Global Sand Seas*，基于当时的地球资源卫星影像，对全球沙丘进行了比较全面的分类（McKee，2004a）。McKee的沙丘分类系统基于沙丘形态动力学原则。他认为，全球沙丘类型数量众多，任何一个分类系统都难以客观和全面地涵盖。他首先将沙丘分为11种基本或简单沙丘类型：沙片、沙带、穹状沙丘、新月形沙丘、新月形沙垄、横向沙垄、风蚀坑、抛物线沙丘、线形沙丘、反向沙丘和星状沙丘等。在此基础上，又进一步提出复合沙丘、复杂沙丘及沙丘变型。复合沙丘是由同一类型简单沙丘重叠和叠加而成，而复杂沙丘则是由不同类型的简单沙丘融合共同发育而成。所谓沙丘变型既不属于简单沙丘，又不属于复合沙丘或复杂沙丘，例如，一翼延伸很长的新月形沙丘，一端有许多分支的线形沙丘，即“羽毛状”沙丘（图7-1）。查阅发表文献发现，这是最早提到羽毛状沙丘，并给予初步定义的文献。McKee最初将羽毛状沙丘描述为“…linear dunes with many branches diverging from one end suggesting the name feather dunes…”（McKee，2004）。由此可知，McKee最早提出的羽毛状沙丘是介于简单线形沙丘和复合线形沙丘之间，所谓的线形沙丘变型，其对羽毛状沙丘的辨识主要是基于当时的卫星影像。根据McKee的定义，羽毛状沙丘由两部分组成，所谓的“羽柄”是主线形沙丘，所谓的“羽毛”是分支线形沙丘，羽毛一般在羽柄的两端。



图7-1 McKee定义的羽毛状沙丘（McKee，2004）

Fig. 7-1 Feathery dunes as defined by McKee（McKee，2004）

同样在*A Study of Global Sand Seas*一书中，Breed等在McKee沙丘分类系统的基础上，根据地球资源卫星影像分析，提出了另一个全球沙丘的简明分类系统（Breed et al.，2004）。他们首先按照从卫星影像和航空影像上量测的沙丘形态参数，如沙丘宽度、长度或半径，以及落沙坡的位置及其对称轴等将沙丘分为线形、新月形、金字塔形、穹状和抛物线形5大类，在每大类沙丘中又分为简单、复合和综合3

种，对应于McKee分类系统中的简单沙丘、复合沙丘和复杂沙丘。在复合线性沙垄中，他们将次级沙丘脊与主沙丘脊相交或从主沙丘脊斜向展布出去的沙丘称为羽毛状沙丘，对其描述为“in the feathered variety of compound linear dunes, subsidiary ridges intersect or spread obliquely from the main ridge”。所以，与McKee不同的是，Breed和Grow将“羽毛状沙丘”定义为复合线形沙垄的一种变型。实际上，复合线形沙垄和McKee提出的线形沙丘变型是很难区别的，所以，Breed和Grow与McKee对“羽毛状沙丘”的定义基本上一致，仅稍有不同。根据Breed和Grow的定义，所谓的“羽毛”是与主线形沙垄沙脊斜交的次级沙丘，不一定在主线形沙垄丘的末端，可以出现在任何部位。

Mainguet（1984）提出了沙丘的三级分类系统，它首先按照活动性将沙丘分为流动沙丘、固定沙丘和植被覆盖沙丘。然后，又将流动沙丘分为：①新月形沙丘和横向沙丘；②线形沙丘；③复杂沙丘；④星状沙丘。在上述4种流动沙丘中又根据形态特征划分出若干亚种。线形沙丘包括复合线形沙垄，其中依外观形态特征提出一种“花束状沙丘”（bouquet dunes），相当于McKee、Breed和Grow所指的“羽毛状沙丘”。显然，她将次级沙丘脊呈花束状组合排列的复合线形沙垄称为“羽毛状沙丘”，与McKee、Breed和Grow的定义也较为类似。

Cooke等（1993）根据沙丘活动性将沙丘分为固定型、受阻型和流动型。然后再进一步分为若干基本沙丘类型。Livingstone等（1996）将该分类系统简化为自由型和受阻型，然后再进一步分为若干基本沙丘类型。Tsoar（2001）根据沙丘运动特征，将流动沙丘分为迁移型，如横向沙丘和新月形沙丘，延伸型，如线形沙丘，和堆积型，如星状沙丘；进一步又分为地形控制堆积型、自堆积型和植物控制堆积型。最后，按照形态特征又分出若干基本沙丘类型。上述这些分类系统均未提到羽毛状沙丘。

另一个提到羽毛状沙丘的是Edgell分类系统（Edgell，2006）。他在研究阿拉伯半岛的沙漠时，根据形态与发生学原则将沙丘分为6大类：①横向沙丘；②新月形沙丘；③S型沙丘；④线形沙丘；⑤复杂新月形沙山；⑥复杂沙山。在线形沙丘中，提出了羽毛状分支沙垄，将羽毛状沙垄描述为：沙丘沿顺风方向逐渐合并变窄成单个沙垄的复合线形沙丘。与McKee、Breed和Grow的“羽毛状沙丘”定义的区别是：所谓的“羽毛”在上风向，可以是线形沙丘，也可以是新月形或横向沙丘，向下风向逐渐聚拢为“羽柄”。

以上若干沙丘分类系统表明，羽毛状沙丘在一些分类系统中并未出现，是随着遥感影像的出现，才逐渐被认识的一种沙丘类型。然而，即使包含羽毛状沙丘的分类系统，关于羽毛状沙丘的定义和描述也不经相同，但有一个共识，即羽毛状沙丘属于复合线形沙垄。目前，最明确的羽毛状沙丘的定义还是由*A Study of Global Sand Seas*一书给出的，即羽毛状沙丘是复合线形沙丘的变型，其中次级沙丘脊歧出主沙丘脊，“A variety of compound linear dune in which subsidiary ridges diverge from the main ridge”(McKee，2004b)。

7.1.2 羽毛状沙丘的形态学特征

目前关于“羽毛状沙丘”的报道比较少，*A Study of Global Sand Seas* 一书根据地球资源卫星影像的分析，已确定在下列一些地区有羽毛状沙丘分布：①西撒哈拉沙漠毛里塔尼亚的哈马米（Hammami）沙漠；②北撒哈拉沙漠阿尔及利亚的沙漠；③北撒哈拉沙漠利比亚的迈尔祖格（Marzuq）沙漠；④阿拉伯半岛鲁卜哈利（Rub al Khali）沙漠；⑤阿拉伯半岛西奈（Sinai）沙漠。为了更清晰地理解羽毛状沙丘，下文将根据 Google Earth 提供的分辨率较好的影像对不同沙漠的羽毛状沙丘形态学特征进行分析。

1. 哈马米(Hammami)沙漠

哈马米沙漠位于毛里塔尼亚西部，大致分布在 22°～24°N 和 10°～12°30′W 之间。该沙漠沙丘类型主要以简单线形沙丘和复合线形沙垄为主，羽毛状沙丘（图 7-2）分布于东北部，发育在冲积平原上。图 7-2 显示，该地的羽毛状沙丘属于复合线形沙垄，由羽柄和羽毛两部分组成。羽毛为发育在主沙垄两侧，并与主线形沙垄脊斜交的次级简单线形沙丘，向下风向逐渐辐合汇聚成羽柄。羽毛状沙丘主线形沙垄大致 NE-SW走向，垄宽 80～1 800 m，垄高 5～10 m，垄间距1 000～4 000 m，最宽可达 6 000 m。次级线形沙丘走向 NE20°～SW200°至 NE80°～SW260°，高 3～8 m，宽 5～20 m，间距 20～120 m。羽毛状沙丘区属于典型线形沙丘发育风况，主要受 Azores和 Sahara 高压以及热带辐合带的控制，年合成输沙风向为西南或西南偏南，年内风向变化较大，输沙风方向系数为 0.67。年输沙势大于 600，为高能环境。年降水量小于 80 mm，属于极端干旱区。由卫星影像显示的地表沉积物类型可知，哈马米沙漠的羽毛状沙丘是在沙源供应不足的条件下形成的。

2. 阿尔及利亚沙漠

阿尔及利亚沙漠的羽毛状沙丘主要分布在两个区域：一是西方大沙漠（Grand Erg Occidental）南部；二是在布拉盖沙漠（Erg Bourarhet)。西方大沙漠位于撒哈拉沙漠北部，阿尔及利亚西北部，大致在 29°～33° N 和 0°30′～2°50′W 之间，为阿尔及利亚第二大沙漠，面积约 10.3 万 km^2。沙漠北部主要为比较短的简单线形沙丘、复合新月形沙丘和沙山为主。羽毛状沙丘分布于沙漠的南部。从可获得的卫星影像（图 7-3）看，羽毛状沙丘是复合线形沙垄，主沙脊近乎 NE-SW 走向，宽 1 000～2 000 m，垄间距2 000～3 500 m，构成所谓的羽柄。主沙垄垄间地较窄，通常为硅钙结壳。次级线形沙丘走向 NE50°～SW230°至 NE70°～SW250°之间，高 10～20 m，宽 15～50 m，间距 30～70 m。该羽毛状沙丘区属于中等强度的风能环境，输沙风向比较复杂，主要是由风向的季节变化所致，冬季盛行偏西风，夏季盛行东北风，年输

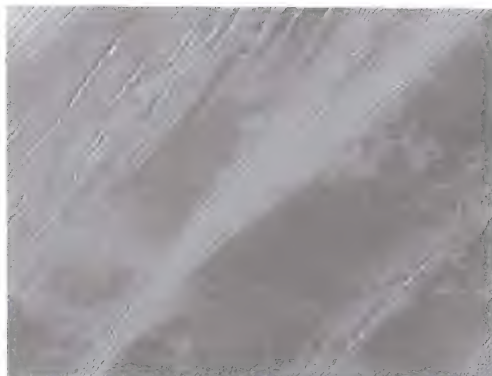


图 7-2 西撒哈拉沙漠毛里塔尼亚
哈马米沙漠的羽毛状沙丘
(中心点坐标：23°03′51″N，11°19′37″W)
Fig. 7-2 Feathery dunes in the Hammami
Desert of Mauritania，western Sahara Desert
(Location：23°03′51″N，11°19′37″W)



图 7-3 北撒哈拉沙漠阿尔及利亚西方
大沙漠的羽毛状沙丘
(中心点坐标：30°09′50″ N，0°57′34′E)
Fig. 7-3 Feathery dunes in the Grand Erg
Occidental of Algeria，northern Sahara Desert
(Location：30°09′50″ N，0°57′34′E)

沙风方向系数仅为 0.26，合成输沙风向与沙垄走向近乎垂直，这种现象主要是由冬季和夏季风向差异较大所致。

布拉盖沙漠位于阿尔及利亚东部，大致在 26°10′ ～28°40′ N 和 6°10′ ～08°50′E 之间。该沙漠沙丘类型主要有复杂线形沙垄和复合新月形沙丘。羽毛状沙丘分布在沙漠北部。卫星影像（图 7-4）表明，羽毛状沙丘为复合线形沙垄，主脊走向大致为 NE60°～SW240°，宽 500～1 500 m，间距1 500～3 500 m。次级线形沙丘脊线不太直，带有弯曲，而且走向不一致，在汇合处形成星状沙丘。次级线形沙丘走向以南北向者居多，也有北偏东方向者，高 8～20 m，间距 100～600m。羽毛状沙丘区属于低能环境，风向比较复杂，方向系数为 0.35。沙垄间地多盐结壳，羽毛状沙丘区上风向为盐碱地，表明羽毛状沙丘是在沙源供应不充分的条件下形成的。

3. 迈尔祖格(Marzüq)沙漠

迈尔祖格沙漠位于利比亚西南部，大致在 23°20′～26°00′N 和 24°10′ ～25°50′E 之间。该沙漠以复合新月形沙丘和线形沙丘（包括简单和复合）占绝对优势，羽毛状沙丘仅在东北角有小面积分布。羽毛状沙丘为复合线形沙垄（图 7-5）。主沙垄走向大致 NE80°～SW260°，宽 500～2 000 m，间距2 000～6 000 m，愈向上风向愈宽。次级线形沙丘构成羽毛，长度较短，间距 50～500 m，走向自主沙垄向南偏离。次级线形沙丘向下风向汇聚形成羽柄。羽毛状沙丘区附近气象站的资料表明，该区风况比较复杂。羽毛状沙丘区上风向为盐碱地和盐湖，垄间地为粗沙覆盖，所以沙源供应不够充分。



图 7-4　北撒哈拉沙漠阿尔及利亚布拉盖沙漠的羽毛状沙丘
（中心点坐标：28°08′11″N，07°32′25″E）
Fig. 7-4　Feathery dunes in the Erg Bourahet Desert of Algeria，northern Sahara Desert
（Location：28°08′11″N，07°32′25″E）



图 7-5　北撒哈拉沙漠利比亚迈尔祖格沙漠的羽毛状沙丘
（中心点坐标：28°08′11″N，07°32′25″E）
Fig. 7-5　Feathery dunes in the Marzuq Desert of Libya，northern Sahara Desert

4. 鲁卜哈利沙漠(Rub al Khali)

鲁卜哈利沙漠位于阿拉伯半岛南部，为世界最大的连续流动沙漠，面积约52.2万 km^2，大致在 23°20′～26°00′N 和 24°10′～25°50′E 之间。整个沙漠的沙丘类型以线形沙丘为主，中东部以新月形沙丘为主，东部和南部边缘地带以星状沙丘为主。根据卫星影像，羽毛状沙丘在西北部、中部及东北部均有分布。

在鲁卜哈利沙漠西北部，羽毛状沙丘集中分布在耶卜林绿洲南 140～250 km 的阿什舒干地区，大致在 17°00′～22°30′N 和 44°30′～50°20′E 之间，呈东北-西南向展布的条带。羽毛状沙丘主要是复合线形沙垄，有少数为复杂线形沙垄（图 7-6）。主线形沙垄走向大致 NE60°～SW240°，宽 50～800 m，东北宽，西南窄，由次级线形沙丘向下风向聚合形成羽柄，间距变化较大，1 000～7 000 m，垄间有宽阔的走廊。次级线形沙丘构成羽毛部分，大都在主线形沙垄的东南侧向偏南方向辐射出去，因而其走向变化范围较大，一般在 NE80°～SW260°至东西向之间，高 3～10 m，由新月形沙丘演变而来，所以，有些羽毛状沙丘的次级沙丘既有简单线形沙丘，也有新月形沙丘和沙丘链。所以，Edgell 认为，该区羽毛状沙丘的形成过程是由众多的与主线形沙垄走向不一致的沙丘，或新月形沙丘向下风向合并，最终形成单个沙垄。但如果我们认为次级线形沙丘是由新月形沙丘演变而来，则可以认为，该地的羽毛状沙丘为复合线形沙垄，只不过是有些次级线形沙丘尚未发育完全。羽毛状沙丘北部（处于上风向）为盐碱地，再结合比较宽阔的垄间粗沙走廊，可以推断，本区羽毛状沙丘也是在沙源供应不充分的条件下形成的。羽毛状沙丘的南部和西北部为复合线形沙垄和简单线形沙丘。



图 7-6　鲁卜哈利沙漠西北阿什舒干地区的羽毛状沙丘
（中心点坐标：21°45′45″N，48°45′11″E）
Fig. 7-6　Feathery dunes in Ash Shuqqan area, northwestern Rub al Khali Desert
(Location: 21°45′45″N, 48°45′11″E)

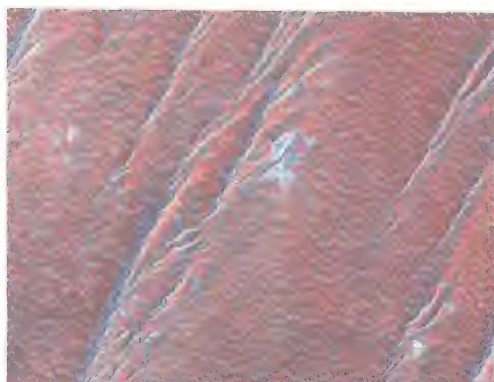


图 7-7　鲁卜哈利沙漠中部的羽毛状沙丘
（中心点坐标：20°47′56″N，52°42′38″E）
Fig. 7-7　Feathery dunes in mid-north of the Rub al Khali Desert
(Location: 20°47′56″N, 52°42′38″E)

鲁卜哈利沙漠中部的羽毛状沙丘大致分布在 20°00′～22°00′N 和 52°00′～54°00′E之间。羽毛状沙丘为复合线形沙垄（图 7-7），主沙垄走向为 NE20°～SW200°，宽度 10～80 m，上风向展开较宽，而下风向收缩较窄，垄间走廊宽阔，多为粗沙覆盖，甚至为盐结壳，1 000～3 500 m，表明沙源供应不够充分。次级线形沙丘基本上都在主沙垄东南侧，自主沙垄向偏南方向歧出，走向 NE70°～SW250°至 NE85°～SW265°间，高 2～5 m，间距仅数米至数十米。

鲁卜哈利沙漠东北部的羽毛状沙丘主要分布在阿联酋特鲁西尔海滨地带（图 7-8）。主线形沙垄近乎东西走向，宽 200～1 000 m，垄间走廊宽阔，水分条件较好，有许多辟为农田，宽1 000～3 500 m，表明沙源供应不够充分。所谓的羽毛主要分布在主沙垄的南侧，主沙垄北侧次级线形沙丘走向与主沙垄一致，而且规模较小。羽毛部分次级线形沙丘走向 NE60°～SW240°至 NE80°～SW260°间，高 3～15 m，间距仅数米至数十米。附近地区的气象资料表明，本区的输沙风向指向东偏南，较主沙垄走向偏南，所以羽毛部分是沿下风向向沙垄汇聚。

通过遥感影像的分析，在阿拉伯半岛南部也门北部的阿斯萨巴太沙漠、半岛北部的西奈沙漠也有小面积的羽毛状沙丘分布（图 7-9、图 7-10）。

5. 纳米布(Namib)沙漠

位于非洲西南部大西洋沿岸干燥区，在纳米比亚和安哥拉境内，是世界上最古老、最干燥的沙漠之一。主要沙丘类型包括新月形、线形和星状三大类，每大类中又有简单、复合和复杂三种。各类线形沙丘占沙漠面积的 74%（Lancaster，1989），其中主要为复合线形沙丘和复杂线形沙丘，分别占沙漠总面积的35%和37%。

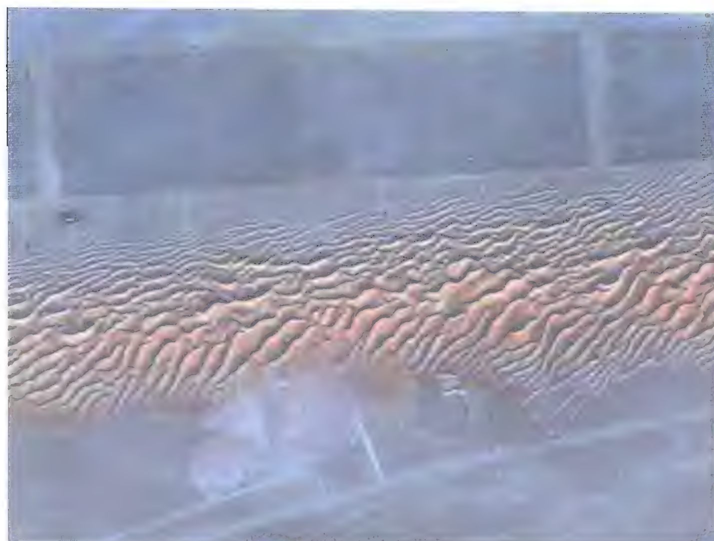


图 7-8　鲁卜哈利沙漠东北部阿联酋特鲁西尔海滨地带的羽毛状沙丘
（中心点坐标：24°24′24″N，55°18′37″E）
Fig. 7-8　Feathery dunes in the Trucial Coast of the United Emirates, northeastern Ruh al Khali Desert (Location: 24°24′24″N, 55°18′37″E)

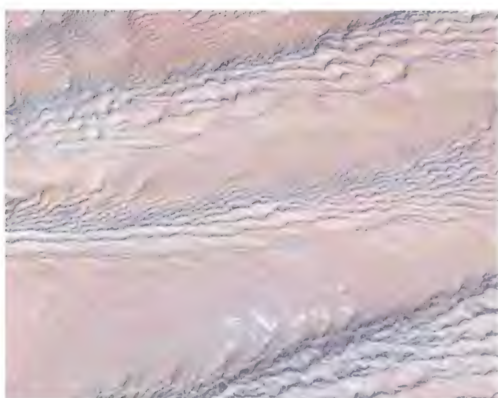


图 7-9　阿拉伯半岛南部也门北部的阿斯萨巴太沙漠的羽毛状沙丘
（中心点坐标：15°27′01″N，46°13′56″E）
Fig. 7-9　Feathery dunes in the Ramlat As Sabatayn Desert of northern Yemen (Location: 15°27′01″N, 46°13′56″E)

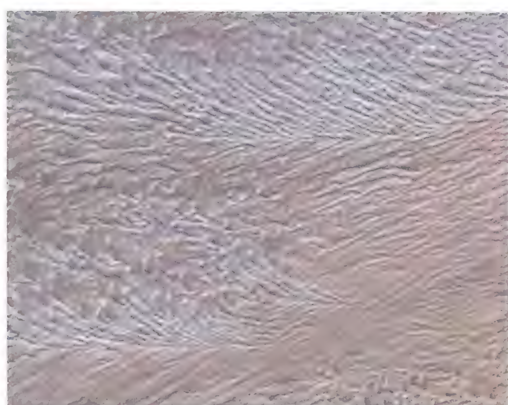


图 7-10　阿拉伯半岛北部西奈沙漠的羽毛状沙丘
（中心点坐标：30°39′40″N，32°52′42″E）
Fig. 7-10　Feathery dunes in the Sinai Desert of northern Arabian Peninsula (Location: 30°39′40″N, 32°52′42″E)

在讨论复合线形沙丘形态学特征时，将纳米布沙漠的复合线形沙丘分为两类：一类是由与主沙丘脊平行或近乎平行的较直的 3～5 列锐脊线形沙丘组成；另一类是由与主沙丘脊斜交的线形沙丘组成，构成树枝状或羽枝状（Feather barb）图案（图 7-11）。

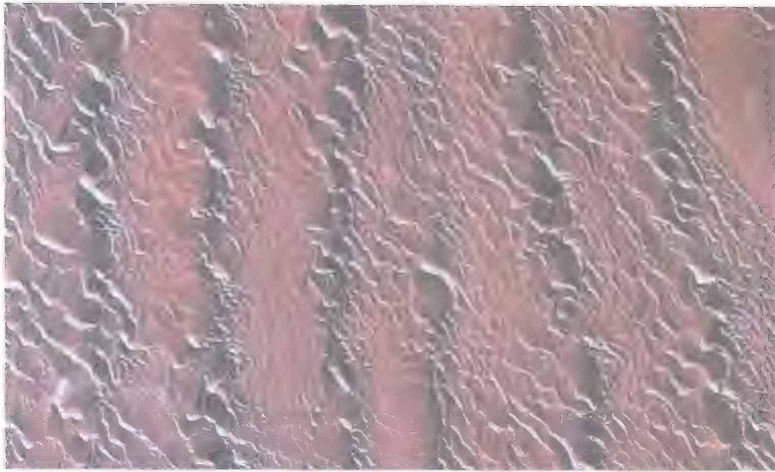


图 7-11　纳米布沙漠北部的羽毛状沙丘（中心点坐标：24°08′16″S，15°36′33″E）

Fig. 7-11　Feathery dunes in north of the Namib Desert (Location: 24°08′16″S, 15°36′33″E)

根据目前已经报道的世界各地沙漠的羽毛状沙丘，可以得到以下认识：

（1）羽毛状沙丘属于复合线形沙垄，所谓羽柄是沙垄的主脊，而羽毛则是走向与主沙垄走向斜交的次级线形沙丘。有些次级线形沙丘是由新月形沙丘演变而来，所以在有些羽毛状沙丘上的次级沙丘呈现为新月形沙丘或沙丘链。次级线形沙丘可能是向主沙垄汇聚，也可能是从主沙垄展布出去。被视为羽毛的次级线形沙丘可能在主沙垄的一端、两端、一侧或两侧发育。

（2）羽毛状沙丘区风况一般比较复杂。既有高能环境，也有中能和低能环境，合成输沙风向常与主沙垄走向不一致。

（3）作为羽毛状沙丘的复合线形沙丘高度一般较小，垄间地开阔，反映沙源供应不够充分。

7.1.3　库姆塔格沙漠与羽毛状沙丘

中国关于羽毛状沙丘的报道仅在库姆塔格沙漠，将羽毛状沙丘视为一种特殊的复合型沙垄，沙垄之间为一些低矮的弧形沙埂所分割，从而平面图形形成特殊的羽毛状（图 7-12；吴正，1987）。夏训诚（1987b）对羽毛状沙丘的描述为：在库姆塔格沙漠北部，主要为羽毛状沙垄分布区，面积约4 000 km^2，占整个沙漠面积的1/5。羽毛状沙垄是受东北风的影响下，作东北-西南向顺山坡向上延伸，沙垄之间为一些低矮的沙埂所分布，沙垄与沙埂交角接近直角，沙垄好似羽毛的管子，沙埂好似羽毛两侧的羽毛，从而形成独特的羽毛状沙垄。与前面关于世界其他沙漠的羽毛状沙丘形态特征相比，库姆塔格沙漠的羽毛状沙丘具有如下特点：

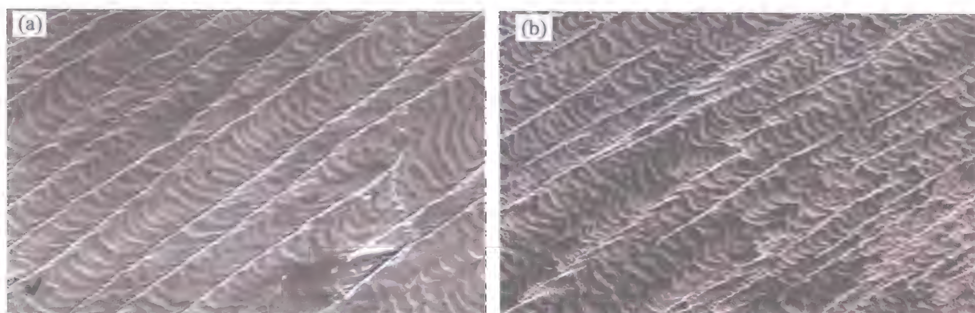


图 7-12　库姆塔格沙漠的羽毛状沙丘

Fig. 7-12　Feathery dunes as assumed in the Kumtagh Desert of China

(a) 1971 年航空像片，中心点坐标：40°14′24.12″N，92°26′24.53″E；(b) 2009 年 QuickBird 影像，中心点坐标：40°08′46.21″N，91°50′38.35″E

(1) 按中国学者的描述，库姆塔格沙漠的羽毛状沙丘实际上不是复合线形沙垄，而是复杂线形沙丘，或是两种简单沙丘的组合。因为，所谓的羽毛，即沙埂与沙垄走向近乎垂直，那么就必然有一个是属于线形沙丘的范畴，而另外一个则属于横向沙丘的范畴。

(2) 库姆塔格沙漠的羽毛状沙丘没有区分沙垄和垄间地，将垄间地的起伏和沙垄一起视为一种复合沙丘。

(3) 库姆塔格沙漠的羽毛状沙丘，特别是其中所谓沙埂的识别主要是基于航空像片的影像特征。所以，中国学者关于羽毛状沙丘的理解与世界其他地区的羽毛状沙丘是有差异的，差异的要点在于库姆塔格沙漠的羽毛状沙丘是两种简单沙丘的组合，羽毛和羽管没有叠置和级序关系，而其他沙漠中的羽毛状沙丘是复合线形沙丘，羽毛是叠置在羽管上的次级线形沙丘。那么，为了便于学术交流，有必要理清我们对羽毛状沙丘的认识。

既然中国学者对羽毛状沙丘的认识是来自库姆塔格沙漠，那么就从库姆塔格沙漠羽毛状沙丘的分析入手。我们觉得需要澄清两个关键问题：①将垄间地起伏和线形沙垄一起视为一种复合沙丘是否合理？②遥感影像的色调主要反映的是地表反照率差异，可以由地表起伏所致，也可以由地表沉积物本身反照率差异所致，在库姆塔格沙漠羽毛状沙丘区垄间地起伏并不大的情况下，垄间地的遥感影像特征与沙埂有何对应关系？

首先，我们认为，将垄间地起伏和线形沙垄一起视为一种复合沙丘欠妥。因为对于任何地区的沙丘而言，丘间地的平坦只是相对而言，库姆塔格沙漠羽毛状沙丘区的沙埂仅为一般的起伏，不具任何沙丘形态特征。屈建军等将沙埂称为舌状沙丘，高约 0.5～2.3 m，大多数沙埂高度是很低的，所以仅是一般起伏（屈建军等，2007）。舌状沙丘是来自遥感影像特征，实际沙埂并非舌状。其次，遥感影像显示的羽毛图案是由地表沉积物本身的反照率对比所致。董治宝等将颜色较亮者称作浮沙片，意为与周

围地表没有高差（董治宝等，2008）。光谱测量结果表明，浮沙片的反照率为 0.31，而其周围暗色物质的反照率为 0.16，与火星上亮沙丘与暗沙丘之间的反照率对比十分接近（Edgett et al.，1998）。实际上，类似库姆塔格沙漠这种由地表沉积物反照率差异形成遥感影像上的羽毛状图案在世界其他沙漠也是广泛分布的（图 7-13，图 7-14），但并未将其视为羽毛状沙丘。再者，遥感影像上的羽毛状图案与垄间沙埂没有很好的对应关系。尽管在高度较大的沙埂影响下，由于组成浮沙片的沉积物较细，因而较易风蚀，沉积于背风坡，而粒度较粗的暗色沉积物多沉积在迎风坡。但对于起伏较小的沙埂而言，亮色浮沙片可能沉积于沙埂的任何部位，从而导致羽毛状图案与沙埂没有很好的对应关系。

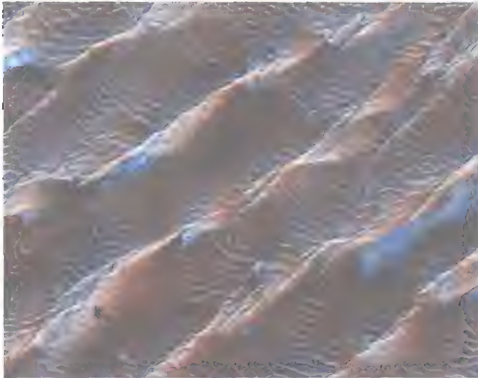


图 7-13　鲁卜哈利沙漠西部的羽毛状图案

（中心点坐标：18°27′ 29″N，47°05′ 02″E）

Fig. 7-13　Feathery patterns in the western Rub al Khali Desert

(Location: 18°27′ 29″N, 47°05′ 02″E)

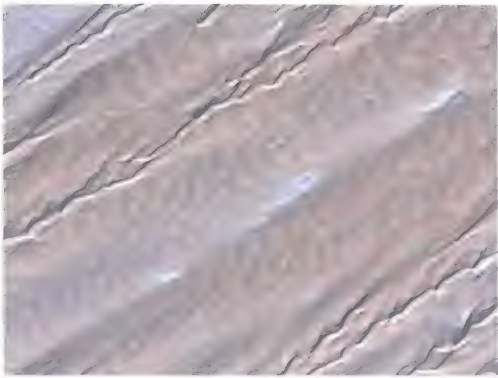


图 7-14　西撒哈拉沙漠毛里塔尼马克泰尔沙漠的羽毛状图案

（中心点坐标：21°50′ 52″N，11°33′ 43″E）

Fig. 7-14　Feathery patterns in the Markteir Desert，western Sahara Desert

(Location: 21°50′ 52″N, 11°33′ 43″E)

鉴于以上事实，我们认为，库姆塔格沙漠所谓的羽毛状沙丘应为简单线形沙丘；更准确地说，是沙丘脊具有高低起伏的赛夫沙丘。以往认定的库姆塔格沙漠的羽毛状沙丘仅是羽毛状图案。羽毛状沙丘是随着遥感技术的发展，才逐渐被认识的沙丘类型。与新月形沙丘、线形沙丘以及星状沙丘等主要沙丘类型相比，羽毛状沙丘是一种不太常见、分布范围有限的沙丘，所以对其研究报道较少。分析世界各地沙漠已经报道的羽毛状沙丘的形态特征和形成条件可以发现，羽毛状沙丘是复合线形沙丘的一种变型，其中沙垄的主脊构成“羽柄”，而叠加其上的次级沙丘脊歧出主沙丘脊，构成“羽毛”。羽毛状沙丘是在沙源供应不够充分的条件下形成的。中国库姆塔格沙漠所谓的羽毛状沙丘不符合羽毛状沙丘的形态学特征。以往学者误将由地表沉积物反照率差异形成的羽毛状图案视为羽毛状沙丘，这种不确切的认识应予以纠正。

7.2 库姆塔格沙漠羽毛状风沙地貌的讨论

近年来，关于库姆塔格沙漠羽毛状沙丘的争论不止以上分歧，出现的分歧意见可以归纳为 3 种：①“羽毛状”沙丘是指库姆塔格沙漠整体上像一把“羽毛扇”覆盖在阿尔金山北麓的洪积冲击扇上；②“羽毛状”沙丘是指沙漠北部约4 000 km^2范围内的纵向沙垄和沙垄间与沙垄近乎垂直的沙埂复合而成的酷似“羽毛”的图案，纵向沙垄被称为“羽管”，而横向沙埂被为“羽毛”；③“羽毛状”沙丘是“赛夫”沙丘的变型，所谓的“羽毛”是由新月形沙丘演变为赛夫沙丘所遗留的翼角。下文就这三个问题分别论述。

7.2.1 羽毛扇状沙漠

卫星影像图显示，库姆塔格沙漠总体轮廓确实像一把巨大的羽毛扇。扇柄为三垄沙，扇的中部为近乎北东—南西向的线形沙丘。约自 40°N 开始向南沙丘类型逐渐复杂，出现了新月形沙丘和沙丘链、星状（金字塔）沙丘、格状沙丘、反向沙丘、复合型新月形沙山、复合型纵向沙垄、复合型星状沙山等多种沙丘类型，反映了受阿尔金山的影响，愈向南风向愈复杂。扇的尾部出现近乎南北走向的纹理影像特征，实际上是在洪水期，发源于阿尔金山的诸河流切割沙漠形成了流沙区与洪积平原相间的地貌分布格局。洪积平原的宽度可超过 5km。阿尔金山在晚第三纪以来快速隆升，与罗布洼地和山前拗陷之间形成很大的高差，在相对湿润期，洪流频繁且强度大，在山麓形成规模很大的洪积扇，洪积扇直抵沙漠北缘和罗布洼地。

初步推断，库姆塔格沙漠的“羽毛扇”状轮廓受地质构造的控制，反映了新构造运动在沙漠形成演化中的作用及其对风沙地貌发育的潜在影响。库姆塔格沙漠及其周边的罗布洼地和阿尔金山，在大地构造上同属塔里木地块（王树基，1987a）。阿尔金山断块为塔里木地台的东南断块隆起带。与罗布洼地直接相邻的阿尔金山北缘拗陷带是一个中生代的构造活动地段，拗陷基底向东抬升，至库姆塔格沙漠的西部边缘红柳沟附近露出地表。罗布洼地与库姆塔格沙漠之间有明显的笔直陡坎，走向 65° NE，延伸约 200km，显示该地有断裂构造存在，这实际上是阿尔金山北部山前断裂的东段显示(图7-15)。在这个构造线上，晚第三纪以来的湖相地层被抬升，构成库姆塔格沙漠的基础，边缘附近则表现为雅丹地貌。

库姆塔格沙漠中比较发育的河流阶地说明，高出近代湖盆的库姆塔格高台地是新构造运动的产物。小泉沟口可见四级阶地（图 7-16），向南阶地级数增加。王树基曾在红柳沟口发现三级阶地（王树基，1987b）。大部分为库姆塔格沙漠覆盖的哈拉诺尔台坳系中生代的凹陷区，因受新构造运动抬升，成为塔里木盆地与东部河西走廊的分水高地。哈拉诺尔台坳南北两侧为断裂构造所控制，它的西部北侧为因克卡拉塔格

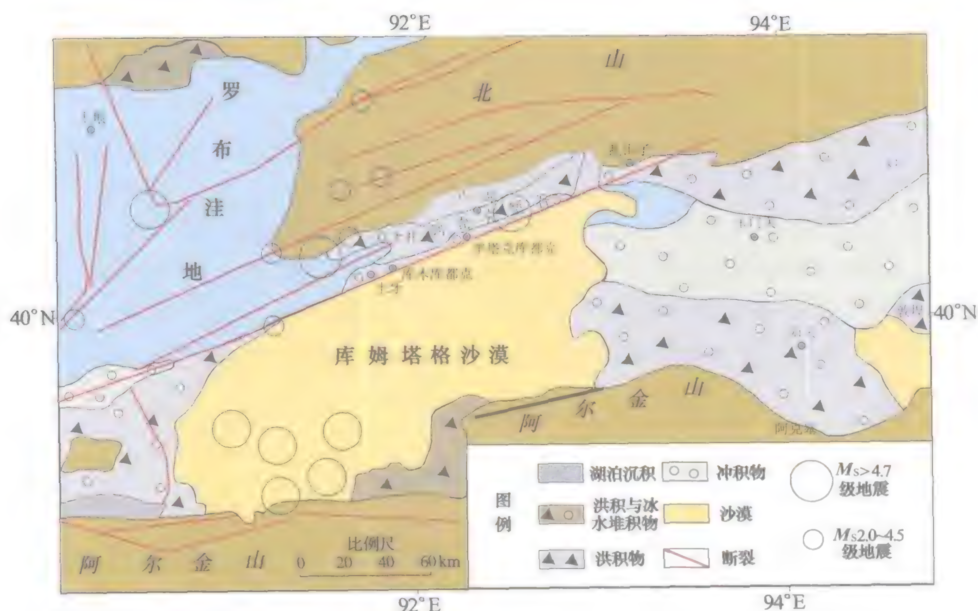


图 7-15 库姆塔格沙漠周边輓时期地壳活动图（据王树基，1987a，修改）

Fig. 7-15 Crustal activities in the Kumtagh Desert and its surrounding regions



图 7-16 小泉沟口阶地剖面图（坐标：39°46′6.7″N，90°57′19″E）

Fig. 7-16 Terrace profile at the estuary of Xiaoquangou (Location：39°46′6.7″N，90°57′19″E)

大断裂，南侧为阿尔金山北部山前断裂带。中生代初，随着阿尔金山与北山的断块隆起，台坳本身长期下沉，形成堆积区。阿尔金山与北山在中生代和早第三纪经受剥蚀夷平，趋于准平原化。进入晚第三纪新构造运动以来，哈拉诺尔台坳两侧的老断裂复活，山地隆起，特别是阿尔金山强烈隆起为高山。与此同时，台坳本身发生构造分

异，苏鲁森塔格大断裂在台坳北部向西延伸，使哈拉诺尔台坳解体形成阿奇克堑谷（王树基，1987a）。阿奇克堑谷南侧的苏鲁森塔格大断裂形成库姆塔格沙漠北缘北东向长达百余公里的笔直陡坎，使阿奇克谷底与库姆塔格沙漠北缘呈 50～100 m 的落差，如此落差保证了库姆塔格沙漠免受罗布洼地积水涨缩的影响，使库姆塔格沙漠边缘轮廓清晰，风沙地貌得以长期保存和持续发育。

新构造运动对库姆塔格沙漠的影响还反映在地震活动上（图 7-15）。库姆塔格沙漠内部比较稳定，西南部阿尔金山断裂带和北部与罗布洼地和阿奇克堑谷接壤的断裂带附近地震活动较多。由此说明，新构造运动对库姆塔格沙漠的影响主要在于控制沙漠的轮廓，使库姆塔格沙漠像一把大“羽毛扇”覆盖在自西南向东北倾斜的阿尔金山前洪积冲积扇上。

新构造运动还控制阿尔金山前的洪流走向，从而形成“羽翼”中部和尾部在遥感影像上的纹理（似羽翼中的羽毛）走向差异。洪流走向在 39°51′N 以南向北或北稍偏西，以北开始逐渐转向东北。梭梭沟在 39°51′N 附近由西北流向突然转向东北流向，表明这里有断裂存在，该断裂向西延伸，使所有洪流逐渐转向东北。

7.2.2 羽毛状斑图

以往对库姆塔格沙漠羽毛状沙丘的认识正是基于图 7-12 显示的羽毛状图案。据此，以往人们对库姆塔格沙漠“羽毛状”沙丘的描述是：羽毛状沙丘主要分布在库姆塔格沙漠北部，面积约4 000 km^2，占整个沙漠面积的 1/5。羽毛状沙丘有沙垄和沙埂组成。沙垄是在北东-南西向延伸的线形沙丘，沙埂与沙垄交角近似直角。沙垄好似羽毛的“羽管”，沙埂好似羽毛两侧的“羽毛”，从而形成独特的羽毛状沙丘（夏训诚，1987a）。根据上述羽毛状沙丘的定义，相继有若干研究者对其形成的机理进行推测。目前，对所谓的“羽管”就是线形沙丘已达成共识，只是对其形成过程有不同解释。而对所谓的“羽毛”则存在分歧，分歧的焦点在于这些遥感影像上清晰可辨的羽毛图案到底是反映了真实沙丘还是由于地表物质的光谱特征（反照率）对比所致。以往大多数研究者认为，羽毛就代表沙丘，虽然高度不大，没有落沙坡，所以称为沙埂。

最近的野外调查发现，遥感影像显示的羽毛状图案的羽管部分是由反照率较高的沙粒组成的线形沙丘，自北向南约有 50 条，走向为 ENE55°-WSW235°，延伸数公里，甚至十几公里，高 8～21 m，绝大多数 10～17 m（图 7-17），沙丘相对高度有自东北向西南降低趋势。线形沙丘基底宽 40～120 m。线形沙丘之间为宽阔的丘间走廊，宽 100～1 000 m，绝大多数 100～400 m（图 7-18）。与世界其他沙漠中的线形沙丘不同，库姆塔格沙漠的线形沙丘的高度与间距之间的相关性较差（图 7-19）。据此，有人怀疑，库姆塔格线形沙丘的形成与下伏地形有关，可能是由风成沙覆盖在雅丹地貌之上。此说的直接证据是位于沙漠东北角的三垄沙雅丹地貌以及阿奇克谷地的雅丹地貌（屈建军等，2004）。三垄沙雅丹分布区东西长约 10km，南北宽约 10km，

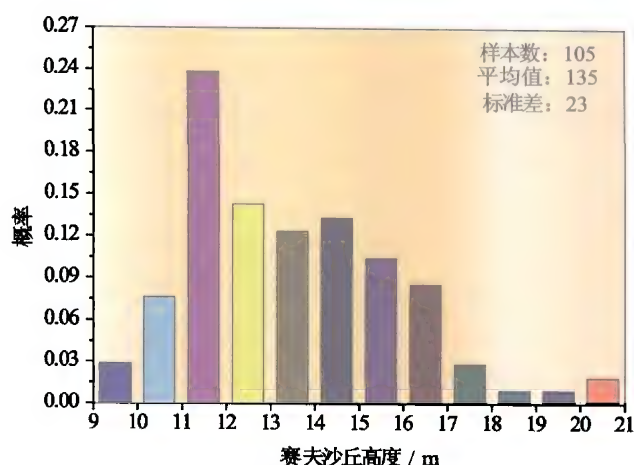


图 7-17　库姆塔格沙漠北部线形沙丘高度的概率分布

Fig. 7-17　Probability distribution of the height of linear dunes in the north of Kumtagh Desert

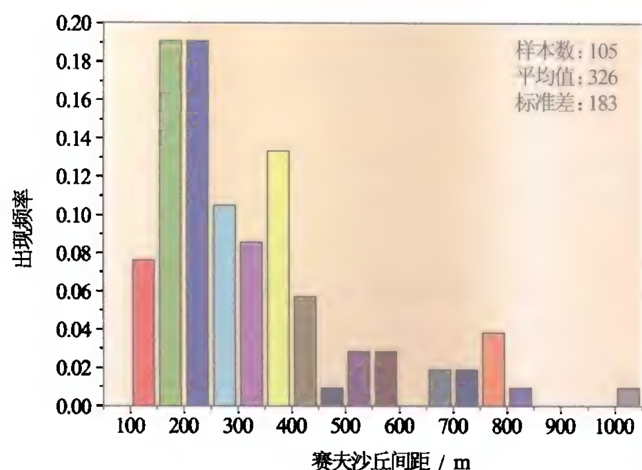


图 7-18　库姆塔格沙漠北部线形沙丘间距的概率分布

Fig. 7-18　Probability distribution of the spacing of linear dunes in the north of Kumtagh Desert

发育于浅棕色泥岩和砂岩互层的基础上，高 15～20m，长 200～300m 不等。该雅丹地貌区有南北两片，北片走向 NNE10°-SSW190°，南片走向近乎东西。对线形沙丘的野外现场开挖并未见下伏雅丹地貌，也许在个别线形沙丘之下确实有雅丹地貌存在。但这至少说明，下伏雅丹地貌并非控制线形沙丘走向的主要因素，风力作用是塑造线形沙丘的驱动力。

野外调查发现，遥感影像上显示为“羽毛状”图案的羽毛部分实际上是由地表明暗相间的沉积物的反照率对比形成的，所谓的沙埂仅是和缓的起伏，与周围地表并

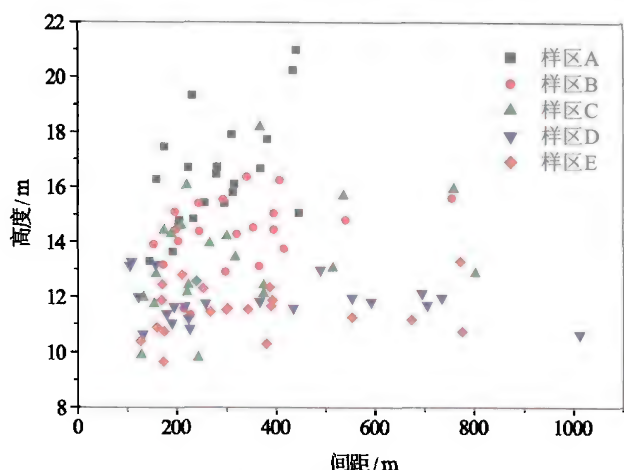


图 7-19　库姆塔格沙漠北部线形沙丘高度与间距的关系

Fig. 7-19　Relationship between height and spacing of linear dunes in the north of Kumtagh Desert

无明显的高差。当然，宽阔的丘间走廊并非绝对平坦，但起伏或沙埂与遥感影像上明暗相间的羽毛图案之间并不存在一一对应关系。我们将丘间走廊中反照率较高的所谓的羽毛称为浮沙片，将其区别于真正的沙丘。野外调查表明，浮沙片有时出现于地表起伏的迎风侧，有时出现于背风侧，有时则出现于起伏的顶部或底部，所以其表现出的图案与地表起伏无关。浮沙片的分布格局较为整齐，间距 80～350 m，大多数在 80～220 m 间（图 7-20），其在遥感影像上显示的图案极似沙丘图案，所以很容易将其解译为沙丘。浮沙片与周围暗色物质之间存在明显的反照率对比。光谱测量结果

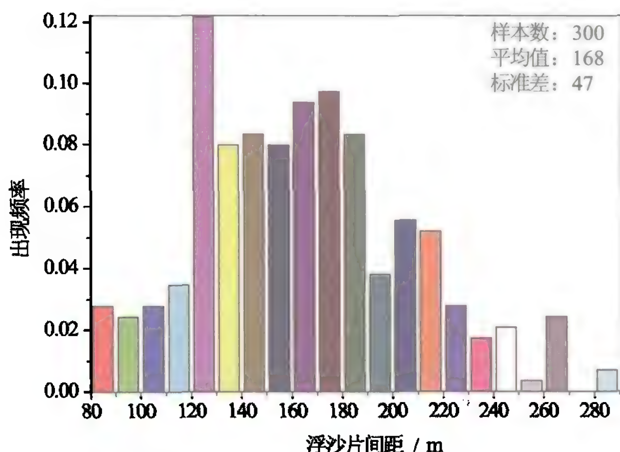


图 7-20　库姆塔格沙漠线形沙丘间走廊浅色浮沙片间距概率分布

Fig. 7-20　Probability distribution of spacing of the bright dune-like drifts in inter-dune corridor in the north of Kumtagh Desert

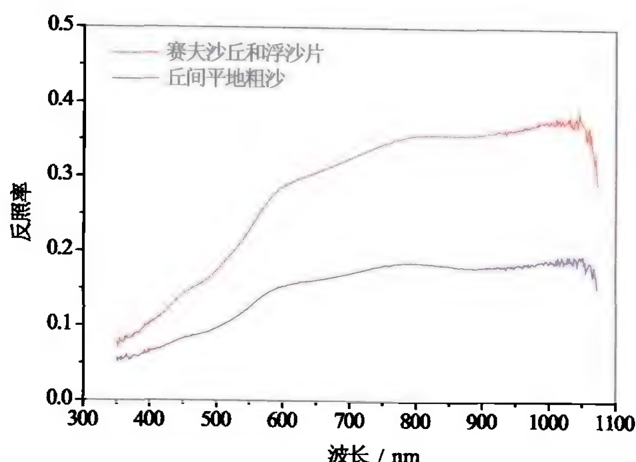


图 7-21　库姆塔格沙漠线形沙丘、丘间浮沙片和丘间粗沙地反照率对比

Fig. 7-21　The albedo contrast between the linear dunes, bright dune-like drifts and the dark inter-dune lag sediments in the north of Kumtagh Desert

(图 7-21)表明，浮沙片的反照率为 0.31，而其周围暗色物质的反照率为 0.16，与火星上亮沙丘与暗沙丘之间的反照率对比十分接近（Edgett et al.，1998)。遥感影像上显示的浮沙片有的是连片的整体，而有的则由更小的浮沙片组成，这些小浮沙片的间距一般为 10～50 m 之间。类似的浮沙片在火星上也存在，亦曾误判为沙丘（Thomas et al.，1999)。鉴于此，董治宝等将库姆塔格沙漠这种由线形沙丘和丘间浮沙片组成的羽毛状图案称为“伪羽毛状”沙丘（Dong et al.，2008)。

浮沙片是风力分选的产物，在丘间走廊长期的风蚀过程中，较细的可蚀性颗粒在风力作用下运动，而较粗的不可蚀性颗粒则留在原地形成较为稳定的粗沙地表，类似风蚀戈壁的形成。粒度分析(图7-22)表明，组成浮沙片和线形沙丘的沙粒与组成

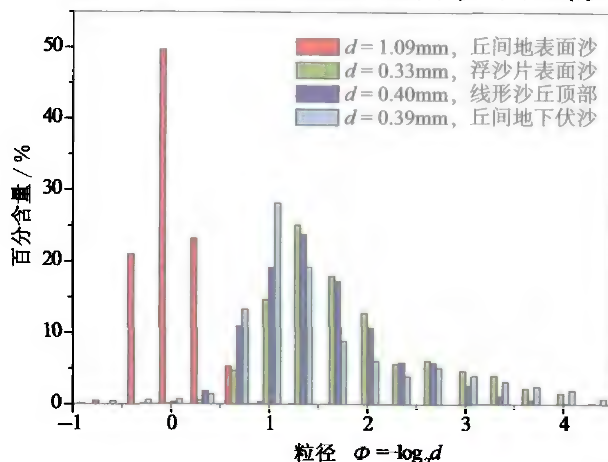


图 7-22　库姆塔格沙漠不同地貌部位风成沙粒度组成对比

Fig. 7-22　Comparisons of size distribution of sediments from different locations in the Kumtagh Desert

残余粗沙地表的沙粒存在明显的粒径差异，前者平均粒径一般小于 0.5mm，而后者平均粒径则大于 1mm。按照 Chepil（1952）对颗粒可蚀性的划分，组成浮沙片的颗粒属于可蚀性粒级，而组成残余粗沙地表的颗粒属于不可蚀粒级。所以，在风力作用下，亮色浮沙片在暗色粗沙地表上运动，就像我们经常在风沙地区所见风沙流吹过柏油路面一样。野外样区试验表明，平均粒径与羽毛图案有良好的对应关系(图 7-23)，

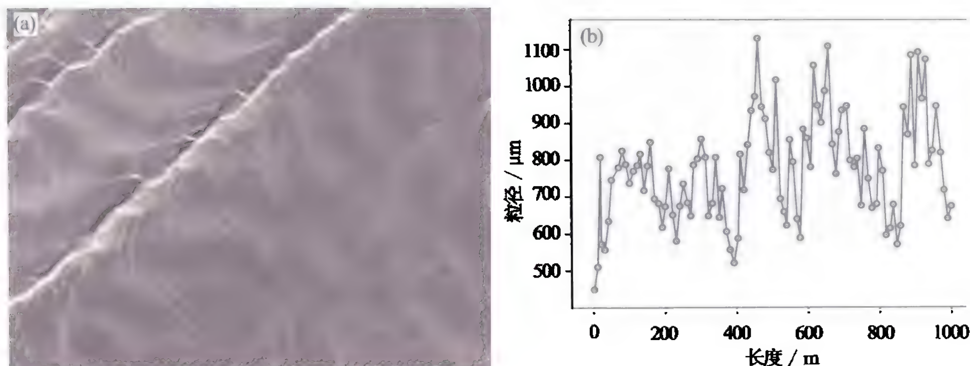


图 7-23　野外样区羽毛状图案与颗粒平均粒径的对应关系

Fig. 7-23　Relationship between mean grain diameter and feathery patterns in the field

(a) 羽毛状图案，A 点坐标：40°14′57″N，92°19′27″E，

B 点坐标：40°14′34″N，92°18′52.52″E；(b) 平均粒径变化

即浅色对应于较细的颗粒，而深色则对应于较粗的颗粒。野外监测表明，这些丘间走廊的浮沙片是运动的，而且以往分辨率较低的航空影像和卫星影像上的单色浮沙片实际上又是由许多小浮沙片组成，这些小浮沙片的间距一般 10～30m，在高分辨率的影像上清晰可辨（图 7-24)。屈建军等（2007）坚持认为，库姆塔格沙漠羽毛状沙丘中的羽毛是存在的，而且指出，羽毛是线形沙丘之间起伏的沙埂，他们否认遥感影像上显示的羽毛状图案是由浮沙片和期间沉积物的反照率对比所致，但未深入探究实地的沙埂与遥感影像上显示的羽毛状沙丘的对应关系。图 7-25 是野外实测的丘间起伏与所谓的羽毛的对应关系，正如我们前面所述，两者没有绝对的一一对应关系。屈建军等（2007）对沙埂的研究表明，垄间沙埂存在波状起伏，起伏高差可达 4～6 m，只是地形起伏坡度很缓，并表现出肉眼不易觉察的迎风坡和背风坡。通过实地测量得出，迎风坡坡度为 2°～3°，背风坡为 6°～8°。地形图测量也明显反映出沙埂的起伏形态，并非是“平地”，这与我们的认识是一致的。通过对沙埂不同部位沉积物的矿物组成、粒度组成和反照率的测量，他们得出的结论是：迎风坡—粗颗粒—深色矿物—低反射率；背风坡—细颗粒—浅色矿物—高反射率，承认地表沉积物反照率的对比。所以，目前可以形成的定论是：遥感影像上的羽毛就是地表沉积物反照率对比形成的羽毛状图案。

有必要说明浮沙片的沙源及其去向问题。经过长期的风蚀，丘间残余粗沙地已形成相对稳定的不可蚀地表，在没有扰动的情况下，几乎不能提供更多的可蚀性物质形



图 7-24　QuickBird 影像显示的有许多小浮沙片组成的大浮沙片
（中心点坐标：40°09′37.28″N，91°54′16.79″E）

Fig. 7-24　Larger dune-like drifts composed of smaller ones on Quick Bird image (Location: 40°09′37.28″N, 91°54′16.79″E)

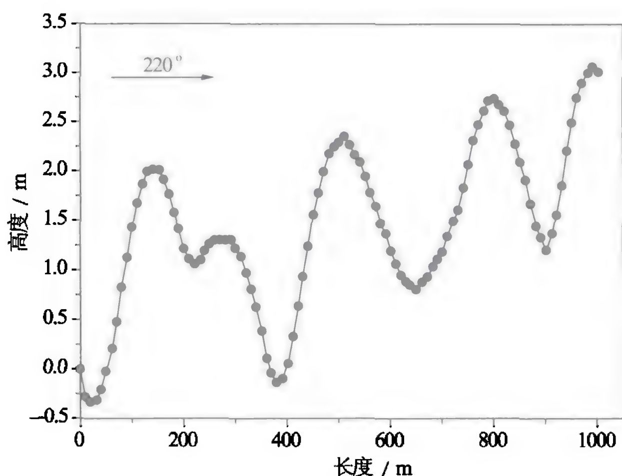


图 7-25　遥感影像上显示的羽毛与地表起伏测量结果的对比

Fig. 7-25　Comparison of feathery patterns measured in the field and on remote sensing images

成浮沙片。根据库姆塔格及其周边地区已获得的风况资料，我们推测，丘间走廊两侧的线形沙丘既是浮沙片的源也是浮沙片的汇。在风向与线形沙丘的交角较大时，来自线形沙丘的细颗粒在丘间走廊形成浮沙片，同时，有浮沙片向线形沙丘汇聚，补充沙丘上的物质，经过长期的发展，线形沙丘物质的输出与输入形成动态平衡。

浮沙片的形成可以用 Bagnold（1941）理论来解释。组成浮沙片的沙粒属于跃移范围。根据 Bagnold 理论，跃移沙粒即使在无障碍条件下也有自聚集倾向。跃移颗粒

跃移强度在较硬的粗沙表面比在较松软的细沙表面上强，所以输沙率也较大，这种输沙率的差异导致跃移沙粒向浮沙片聚集，而周围的粗沙地上能够免于沙粒堆积。然而，由于物源十分有限，这些浮沙片终究不能形成沙丘。浮沙片的最初形成目前尚不能作出很有说服力的解释，可能与风的湍流波动有关。在较强的风力作用下形成的风沙流在时间上具有波动性，而在空间上则表现为风沙流的不连续性，所以我们在观察到风沙流吹过柏油路面时经常是一缕一缕的。当风速突然减弱，一缕一缕的风沙流卸载，堆积形成原始浮沙片。一旦原始浮沙片形成后，它们就将经历 Bagnold 提出的后续过程。

进一步分析发现，线形沙丘、丘间浮沙片以及粗沙地的粒度差异和反照率差异是由矿物组成的不同所导致的。矿物分析表明，线形沙丘和浮沙片的矿物成分以浅色矿物石英、斜长石和钾长石为主，而残余粗沙地则含有较多的暗色矿物如英安石等（图 7-26）。通过扫描电镜获得的沙粒形貌特征（图 7-27）表明，组成线形沙丘、丘间浮沙片以及粗沙地的沙粒均表现为明显的风成沙特征，具有麻面结构（反映风沙运动过程中颗粒与颗粒间或颗粒与地表间的相互摩擦）、碟形凹坑（由撞击作用形成）、槽沟（由冲击刻擦所致）、断裂结构（相互碰撞形成断裂）以及翻卷薄片（由机械风化作用所致）等微结构。丘间粗沙地的粗颗粒磨圆度很好，反映其已在风力作用下经历了长期运动，也反映了其较好的抗磨蚀和风化能力。丘间暗色粗沙地上经常出现细砾浪，说明库姆塔格沙漠的风力作用很强，长期强烈的风沙运动必然会形成磨圆度很好的沙粒。

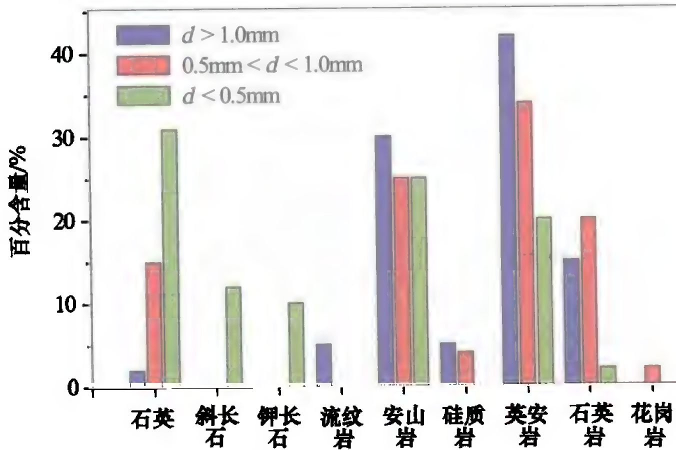


图 7-26 库姆塔格沙漠不同粒级风成沙矿物组成对比

Fig. 7-26 Comparison of mineral composition of different grain size

所以，关于库姆塔格沙漠羽毛状沙丘的最初认识来自航空影像。影像特征能够反映地表起伏和形态，但更直接反映的是地物的光谱特征，所以地表沉积物反照率的差异必将反映在遥感影像上。遥感影像上显示的库姆塔格沙漠典型的羽毛状图案主要反映地表沉积物反照率的对比，不是地表起伏和形态特征。当然，线形沙丘间走廊中浅色浮沙片的堆积受地表起伏的影响，但是两者的对应关系不是绝对的，在没有起伏的



图 7-27　库姆塔格沙漠不同粒级风成沙颗粒微形态特征

Fig. 7-27　Micromorphological features of sand grains of different size

(a) d>1.00 mm；(b) d=1.00～0.50 mm；(c) d=0.50～0.25 mm；

该图显示，颗粒越细，磨圆度越差，颜色越浅

丘间走廊出现浮沙片堆积也是常见的。实际上，在库姆塔格及其周围地区，有地表沉积物反照率对比形成遥感影像上的图案是很普遍的。最典型的是罗布泊的大耳朵图像（图 7-28），曾被认为是罗布泊退缩过程中留下的湖岸堤（周廷儒，1978），但后来被证明是由含沙量、盐壳类型及其所含盐类的不同所致，根本不是什么湖岸堤。

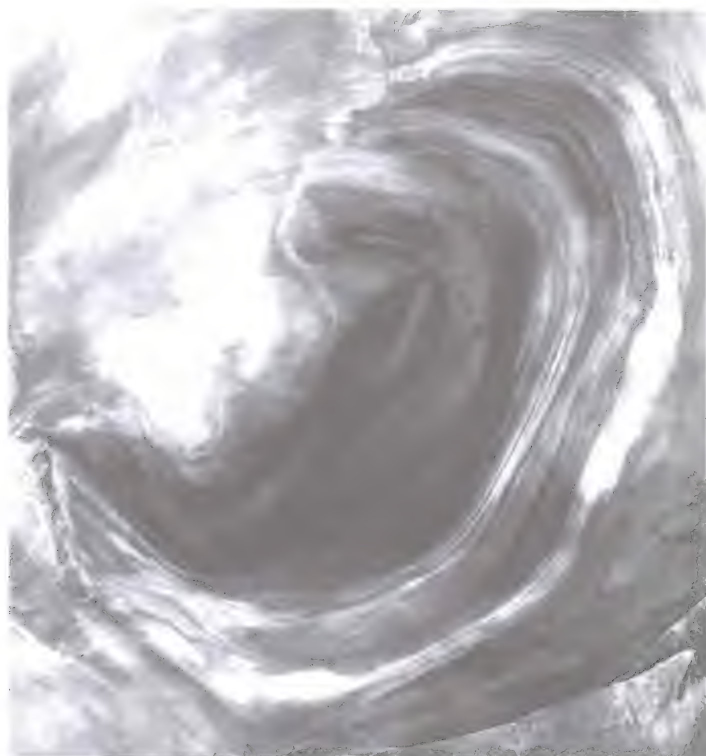


图 7-28　罗布泊大耳朵图像

Fig. 7-28　Satellite image showing the grand ear images of Lup Nur

参 考 文 献

董治宝，屈建军，卢琦等．2008．关于库姆塔格沙漠“羽毛状”风沙地貌的讨论．中国沙漠，28：1005，1010，1214.

费道洛维奇 Б А．1962．B A 奥布鲁契夫开始考察以来沙漠学的成就（陈治平等译）见：沙漠地貌的起源及研究方法．北京：科学出版社．1－15.

刘虎俊，王继和，廖空太等．2006．库姆塔格沙漠“羽毛状沙丘”形态的示量特征．干旱区地理，28:314－320.

刘虎俊，王继和，廖空太等．2007．库姆塔格沙漠的“羽毛状沙丘”形态的观测．地学前缘，14（3）:190－196.

屈建军，廖空太，俎瑞平等．2007．库姆塔格沙漠羽毛状沙垄形成机理研究．中国沙漠，27（3）：349－353.

屈建军，郑本兴，俞祈浩等．2004．罗布泊东阿奇克谷地雅丹地貌与库姆塔格沙漠形成的关系．中国沙漠，24（3）：294－300.

屈建军，左国朝，张克存等．2005．库姆塔格沙漠形成演化与区域构造运动的关系．干旱区地理，28(4)：424－428.

唐进年，王继和，苏志珠等．2009．库姆塔格沙漠羽毛状沙丘表面沙粒度分布特征．干旱区地理，31：918－925.

王继和，廖空太，俄有浩等．2005．库姆塔格沙漠科学考察的初步结果．甘肃科技，21（10）：6－8.

王树基．1987a．罗布泊及周边新构造运动的初步研究．见：夏训诚主编．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社．37－51.

王树基．1987b．罗布泊东部阿奇克干谷的成因问题．见：夏训诚主编．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社．60－67.

吴正．1987．风沙地貌学．北京：科学出版社．

夏训诚．1987a．库姆塔格沙漠的基本特征．见：夏训诚 主编．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社．78－94.

夏训诚．1987b．罗布泊地区雅丹地貌的成因．见：夏训诚 主编．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社，52－59.

周廷儒．1978．论罗布泊的迁移问题．北京师范大学学报（自然科学版），(3)：34－40.

朱震达，吴正，邸醒民．1980．中国沙漠概论．北京：科学出版社．

Bagnold R A. 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. William Morrow & Company, New York.

Breed C S, Grow T. 2004. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. In: McKee E D ed. A Study of Global Sand Seas. Honolulu, Hawaii: University Press of Pacific. 253－302.

Chepil W S. 1952. Dynamics of wind erosion : Initiation of soil movement by wind I. Soil structure. Soil Science 75: 473－483.

Cook R, Warren A, Goudie A. 1993. Desert Geomorphology. London: UCL Press.

Dong Z, Qu J, Wang X, et al. 2008. Pseudo-feathery dunes in the Kumtagh Desert. Geomorphology, 100: 328－334.

Edgell H S. 2006. Arabian Deserts. The Netherlands: Springer.

Edgett K S, Parker T J. 1998. Bright Aeolian Dunes on Mars: Viking observer observations. Lunar and Planetary Science, XXIX: 1338.

Lancaster N. 1989. The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes and Sediments. Balkema. Rotterdam.

Livingstone I. Warren A. 1996. Aeolian Geomorphology. England: Addison Wesley Longman Limited.

Mainguet M. 1984. A classification of dunes based on aeolian dynamics and the sand budget. 31－57. In: El-Baz F (ed.), Deserts and Arid Lands, Dordrecht, Martinus Nijhoff.

McKee E D. 2004a. A Study of Global Sand Seas. Honolulu, Hawaii: University Press of Pacific.

McKee E D. 2004b. Introduction to a global study of sand seas. In: McKee E D ed. A Study of Global Sand Seas. Honolulu, Hawaii: University Press of Pacific. 1—19.

Thomas P C, Malin M C, Carr M, et al. 1999. Bright dunes on Mars. Nature, 397: 592—594.

Tsoar H. 2001. Types of aeolian Sand Dunes and Their Formation. In: Balmforth N J & Provencale A (eds.) . Geomorphologic fluid mechanics (Lecture notes in Physics, 582): 403—429.

第 8 章　独特风沙地貌

库姆塔格沙漠特殊的自然地理环境使其风沙地貌具有若干独特性，独特性表现在形态学（风沙地貌类型）和空间格局等多个方面。沙漠北部的线形沙丘备受风沙地貌学界关注，争论也比较多。在本章，我们基于野外和卫星影像获得的沙丘形态学特征，确认上述独特的线形沙丘为耙状线形沙丘，并讨论了其形成环境与过程。确认在沙漠中北部分布有洪积和风蚀共同作用下形成的沙砾碛，讨论了其形成过程。尝试应用近年来才被引入沙丘地貌研究中的地貌格局分析法分析了沙漠北部线形沙丘区的特殊地貌格局，据此估算了线形沙丘的形成时间。

由第 5 章关于风沙地貌类型与分布可知，库姆塔格沙漠风沙地貌类型丰富多彩，第 7 章关于羽毛状沙丘的讨论否定了将羽毛状沙丘作为库姆塔格沙漠的独特风沙地貌，并纠正了羽毛状沙丘的概念。那么，与其他沙漠相比，库姆塔格沙漠到底有无其独特的风沙地貌类型？随着研究工作的不断深入，库姆塔格沙漠的神秘面纱正在被渐渐揭开。例如，通过野外实地考察和遥感影像分析，在沙漠北部的线形沙丘区确认了独特的耙状线形沙丘（图 8-1），在沙漠中部和北部发现了独特的风蚀地貌类型，我们将其称作沙砾碛，沙漠北部的线形沙丘具有独特的空间分布格局。本章将对这些风沙地貌的独特性和形成过程进行深入的讨论。

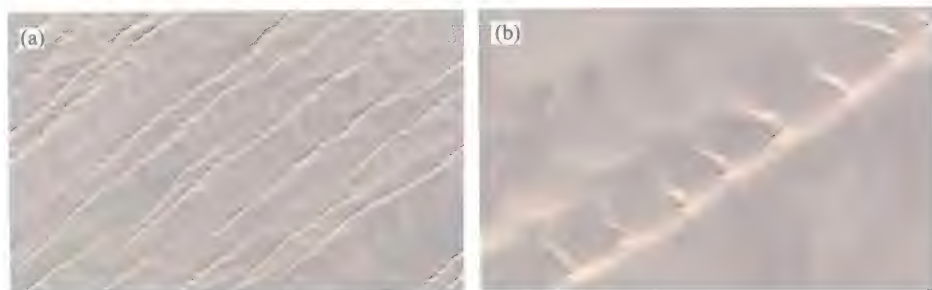


图 8-1　库姆塔格沙漠北部典型的耙状线形沙丘

Fig. 8-1　Typical landscape of raked linear dunes in the northern Kumtagh Desert

（a）耙状线性沙丘鸟瞰；（b）耙状线性沙丘近景；地理位置：40°14′29.8″N，92°14′6.4″E

8.1　耙状线形沙丘

野外调查和遥感影像分析表明，库姆塔格沙漠的线形沙丘呈多种形态特征，在沙漠北部连片分布约3 400km^{2}线形沙丘区，耙状线形沙丘的分布面积约为2 400km^2

（图 8-2），占线形沙丘区面积的 71%。

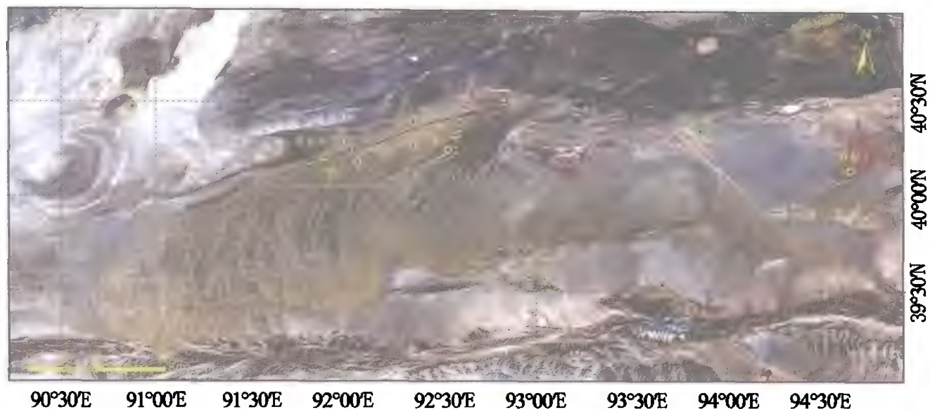


图 8-2 耙状线形沙丘主要分布区

Fig. 8-2 The location of the raked dune fields

8.1.1 耙状线形沙丘的形态学特征

耙状线形沙丘大多分布于 40°04N 以北，自 40°04′N 向南，随着距离的增加，典型的耙状线形沙丘逐渐过渡为其他沙丘类型。在野外调查、航空像片以及 Google Earth 提供的高分辨率遥感影像的基础上，我们对耙状线形沙丘的形态学特征进行了分析。如图 8-1 所示，耙状线形沙丘由主脊和近乎垂直于主脊的辅脊组成。值得注意的是，研究区内所有的辅脊均发育于主脊的西北侧。

1. 主脊

主脊是长达数百米到数千米的线形沙丘，最长的主脊甚至长达几十千米。随着区域风况的变化，这些线形沙丘的延伸方向自北向南逐渐朝逆时针方向旋转。在 40°07′N 以北，其走向为 55°～235°；在 40°07′N 以南，其走向为 40°～220°。这些线形沙丘的脊部比较尖锐，且有高低起伏变化，从而使得耙状线形沙丘呈念珠状特征，并保留了新月形沙丘的残余特征，说明其形成与新月形沙丘存在着密切的发生学联系。在大多数情况下，耙状线形沙丘的主脊是上风向新月形沙丘的东南翼与下风向新月形沙丘的迎风坡相连而形成的（图 8-1）。新月形沙丘的顶部形成了耙状线形沙丘主脊的高起部位，而新月形沙丘的迎风坡则形成主脊的低谷部位。组成耙状线形沙丘主脊的新月形沙丘长轴走向约为 80°～260°。有少量的耙状线形沙丘的主脊则是由上风向新月形沙丘延伸的东南翼与下风向新月形沙丘西北翼联结而成（图 8-3）。极少数耙状线形沙丘的主脊是由相邻两个新月形沙丘的东南翼延伸融合而成。

尽管库姆塔格沙漠的耙状线形沙丘是在对应于线形沙丘的典型风况下形成的，但与其他线性沙丘相比，耙状线形沙丘存在一些独特的特征。首先，它缺乏线形沙丘的



图 8-3 由上风向新月形沙丘延伸的东南翼与下风向新月形沙丘西北翼联结而成的耙状线形沙丘的主脊

Fig. 8-3 An example of the connection of the extending southeastern limb (A) of an upwind barchan with the shrinking northwestern limb (B) of a downwind barchan, producing raked linear dunes that show the connection between these limbs

(A：伸长的东南翼；B：萎缩的西北翼；地理位置：40°15′15.07″N，92°08′18.61″E)

典型空间分布格局，即沙丘高度与沙丘间距间的良好相关关系，而这种良好相关关系往往被认为是典型线性沙丘的显著特征(Lancaster，2006)。如图8-4所示，基于航

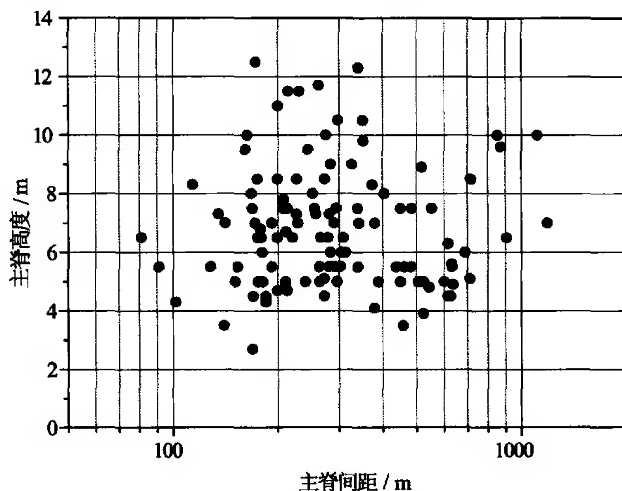


图 8-4 耙状线性沙丘主脊高度与间距的关系

Fig. 8-4 The relationship between the height and spacing of the primary ridges

空像片和卫星像片的测量结果表明，耙状线形沙丘主脊的高度与间距的相关关系很差。不过，库姆塔格沙漠北部其他区域线形沙丘的高度与沙丘间距的相关关系也是很差的（Dong et al.，2008）。

Ewing 等（2006）应用沙丘间距与沙丘长度的累积频率图来分析沙丘的空间格局。在沙丘间距与沙丘高度的累积概率图中，他们根据沙丘间距和长度累计概率曲线上的折点将沙丘分为不同的类群，并发现，简单沙丘区的上述累计概率曲线基本没有折点，而多个折点的累计概率曲线则代表复合或复杂沙丘区。我们采用该格局分析方法对库姆塔格沙漠耙状线形沙丘主脊的高度和间距进行了研究。如图 8-5 所示，沙丘高度和沙丘间距的累计概率曲线均被一个折点分成了两段，而且在两个图中，两段之间均有一个很窄的过渡带。折点出现在大约 6m 的高度和 300m 间距处，因此，从沙丘高度和间距的累计概率分布图上均可确认出两个类群组，即耙状线性沙丘具有复合或复杂沙丘的性质。

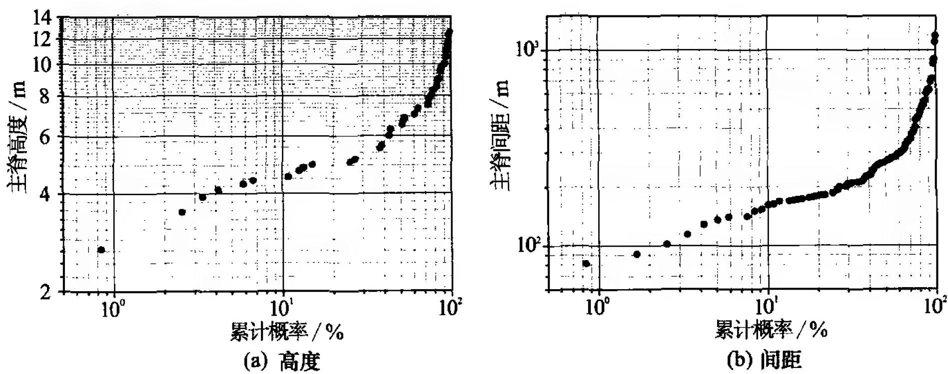


图 8-5　耙状线性沙丘主脊高度与间距的累计概率曲线

Fig. 8-5　Cumulative probability distribution plots for (a) height and (b) spacing of the primary ridges of the raked dunes

高度和间距累计概率分布图上的折点应当具有重要的形态学意义，但在两个图上并没有一致的对应关系。库姆塔格沙漠的耙状线性沙丘尽管有的延伸很长，但总体上具有不连续性，从而使其呈现出束状空间格局（图 8-6），因此耙状线形沙丘的间距又可以分为束内间距和束间间距。尽管存在一些相互重叠，但束间间距一般在 300 m 以上，束内间距一般在 300 m 以下。所以，间距累计概率分布图上的折点将束间间距和束内间距区分开来，两者的重叠反映出一些过渡特征。当主脊高度大于 6 m 时，通常会有发育良好的辅脊出现；然而，当主脊高度小于 6 m 时，通常没有发育良好的辅脊出现，而且主脊长度延伸较为有限，一般小于 1 km。虽然以上研究结果还不够精确，但很显然，Ewing 等（2006）提出的格局分析方法能够为沙丘形态学提供一些有意义的信息。

我们还发现，耙状线形沙丘的主脊走向并不与合成输沙方向一致。相对于合成输



图 8-6　耙状线性沙丘的束状分布格局

Fig. 8-6　Cluster patterns of the rake linear dunes沙方向而言，耙状线形沙丘主脊的走向相当于向顺时针方向发生了旋转，这说明在耙状线形沙丘的形成过程中，东风比北风起着更重要的作用。2004 年建于库姆塔格沙漠北部的测风塔观测数据（Qu et al.，2007）也证明了这一观点。

2. 辅脊

辅脊是由新月形沙丘的翼角演化而来的（图 8-1），具有明显的落沙坡，并呈梯状排列。辅脊几乎都垂直于主脊，并自主脊向西北方向辐射 20～80 m。在大多数情况下，辅脊即是组成主脊的非对称新月形沙丘向西北延伸的一翼（图 8-7）。少量的辅脊则是在主脊西北侧新发育的新月形沙丘或横向沙丘。个别辅脊是直的，但大多数



图 8-7　非对称新月形沙丘，显示出延伸的西北翼形成耙状线性沙丘的辅脊

（地理位置：40°15′57.71″N，92°10′36.94″E）

Fig. 8-7　Asymmetric barchan dunes with extended northwestern wing to form secondary ridges

(Location：40°15′57.71″N，92°10′36.94″E)

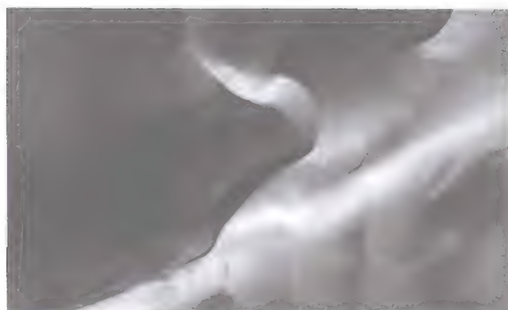


图 8-8　反映来自不同风向风力作用的耙状沙丘辅脊

（地理位置：40°13′33.07″N，92°14′32.23″E）

Fig. 8-8　Secondary ridges of rake linear dunes formed by wind in different directions

(Location：40°13′33.07″N，92°14′32.23″)

辅脊则是弯曲的。有的辅脊呈圆形，但由于落沙坡受多个方向的影响，一些辅脊的落沙坡出现转折点（图 8-8）。辅脊的间距在 30～140 m 之间，有的间距非常均匀，但有的间距却随机出现，高度与间距的相关关系很差（图 8-9）。这显然不同于典型新月形沙丘和横向沙丘高度与间距间存在的良好相关关系。

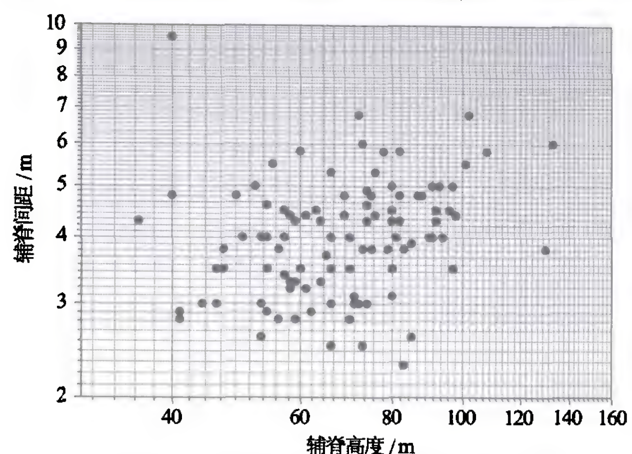


图 8-9　耙状沙丘辅脊高度与间距的关系

Fig. 8-9　The relationship between height and spacing for the subsidiary ridges

我们同样采用 Ewing 等（2006）提出的格局分析方法来获得更多关于辅脊的地貌学信息。在图 8-10（a）中，辅脊高度的累计概率曲线被两个折点分成了 3 段。因此，辅脊的高度可以粗略地划分为 3 个统计类群：第一个类群的高度在 3 m 以下，代表那些在主脊西北侧新发育的新月形沙丘；第二个类群的高度为 3～5 m 或 3～6 m，代表那些从新月形沙丘演变而来的辅脊的主体部分；第三个类群的高度在 5 m 或 6 m 以上，代表个别位于大型耙状线形沙丘末端的辅脊，以及由两个不同方向的新月形沙丘融合而成的辅脊。

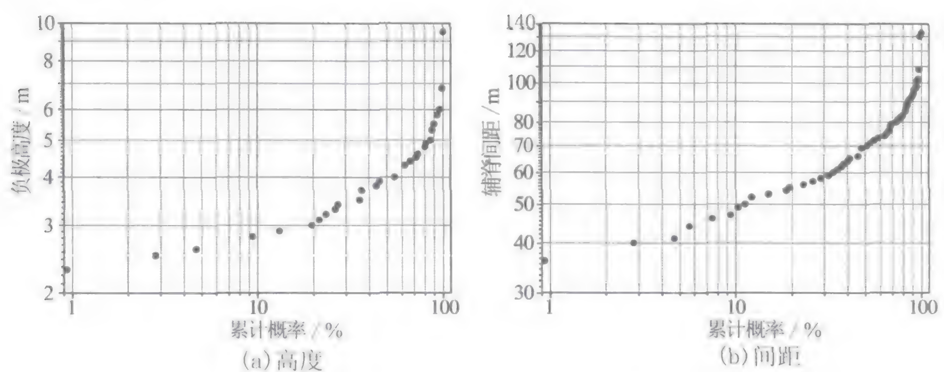


图 8-10　耙状线性沙丘辅脊高度与间距的累计概率曲线

Fig. 8-10　Cumulative probability distribution plots for (a) height and (b) spacing of the subsidiary ridges

在图 8-10（b）中，辅脊间距的累概率曲线被一个狭窄的过渡段分成了两部分。其中第一个类群组的间距在 80m 或 90m 以下，占辅脊数量的 80%以上。第二个类群组的间距在 90 m 以上，代表分布在主脊末端附近，以及间距较宽的主脊西北侧，沙源供应程度相对较低。

8.1.2 耙状线形沙丘的形成

上述关于耙状线形沙丘形态学与形态测量学的分析表明，耙状线形沙丘是线形沙丘的一种特殊类型，可以认为是一种复杂线形沙丘。那么，是什么样的过程导致如此独特的沙丘类型形成？要阐明耙状线形沙丘形成过程，必须回答其形态学与形态测量学方面的 4 个特征是如何形成的：①为什么耙状线形沙丘明显地保留了构成主脊的新月形沙丘的痕迹？②为什么那些演变成耙状线形沙丘的新月形沙丘能够呈梯状排列？③为什么所有的辅脊都分布于主脊的西北侧？④为什么主脊不具备典型线形沙丘的固有特征—高度与间距的良好相关性？

主脊上遗留的新月形沙丘痕迹表明，耙状线形沙丘是从新月形沙丘演变而来的。为了解释线形沙丘的形成过程，学者们曾提出了多种假设（Pye et al.，1990）。但无论是在地球，还是在像火星以及土卫六等星球上，都有充分的证据显示，线形沙丘可以由新月形沙丘演变而来。该假说由一翼的延伸形成的非对称新月形沙丘为证（Bourke，2010）。Bourke(2010)发现，4 个方面的原因导致非对称新月形沙丘的形成：双向风况、沙丘碰撞、沙物质供应的不对称性以及下伏地形变化。

在库姆塔格沙漠耙状线形沙丘的成因中，首先可以排除沙物质供应的不对称性和地形因素。沙物质供应的不对称性主要是由 Rim(1958)在其室内实验的基础上提出的。对此，只有 Lancaster(1982)提供了野外证据，他指出，在纳米布沙漠沙丘边缘地区，由于沙物质的供应自边缘向沙漠内部增加，从而使新月形沙丘靠近沙漠内部的一翼延伸，形成非对称新月形沙丘。依此解释以及 Lancaster 的研究，在库姆塔格沙漠，构成耙状线形沙丘主脊的新月形沙丘的东南翼应当延伸，因为沙漠南面的沙物质更多。库姆塔格沙漠沙物质供应程度的这种不对称性还表现在：自北向南，沙丘高度愈来愈大，并且沙丘分布区更加连续。虽然有新月形沙丘东南翼延伸的情况，但总体而言，形成耙状线形沙丘的西北翼延伸，形成辅脊。这是不能用沙物质供应程度的不对称性解释的。

局部地形对风沙运动的影响可以改变沙丘形态，导致不对称新月形沙丘（Long et al.，1964）。但是，在库姆塔格沙漠，地形变化对新月形沙丘的非对称性，乃至耙状线形沙丘形成的影响是微乎其微的。首先，在耙状线形沙丘区，下伏地形比较均一；其次，下伏地形与线形沙丘没有对应关系。例如，该区虽然由古河道以沙砾碛的形式出露（Dong et al.，2008；图 8-11），但由于分布范围有限，且从其走向和耙状线形沙丘走向的关系来判断，它们对耙状线形沙丘总体的形成几乎没有影响。

所以，新月形沙丘的非对称性及其向耙状线形沙丘的演变主要要诉诸风况和沙丘碰撞等因素。



图 8-11　以沙砾碛出现的古河道（地理位置：40°10′36.22″N，92°16′40.21″E）
Fig. 8-11　Old stream channels exposed as gravel bodies (Location of the center of the photograph：40°10′36.22″N，92°16′40.21″E)

1. 沙丘碰撞

沙丘碰撞包括上风向沙丘与下风向沙丘接近时引起的气流场变化，以及相邻沙丘间的合并、吞并和侧向联接（Bourke et al.，2010）。以往的研究者曾注意到，沙丘碰撞会改变沙丘的形态（Close-Arceduc，1969；Grolier et al.，1974）。Bourke 等（2009）指出，上风向小新月形沙丘与下风向较大新月形沙丘的一翼碰撞融合，使其得以延伸，但在库姆塔格沙漠的耙状线形沙丘区，此类沙丘碰撞融合方式不存在。然而，大小相当的新月形沙丘之间的碰撞则广泛存在。图 8-12 表明，上风向新月形沙丘的东南翼与下风向新月形沙丘迎风坡碰撞融合，最终形成耙状沙丘的主脊。类似的沙丘碰撞，在南极洲和苏丹也有报道，被称为非对称沙丘（Bourke，2009）。图 8-13 展示了另一类沙丘碰撞融合的例子，在该图中，上风向较大的新月形沙丘的东南翼与下风向小新月形沙丘的东南翼相联接，形成了主脊，而西北翼则形成辅脊。上述例子仅说明沙丘碰撞融合在新月形沙丘的不对称性和耙状线形沙丘形成中的可能作用，但其作用到底有多大，目前人们对此还知之甚少，仅属推测（Bourke et al.，2009）。

2. 风况

我们将库姆塔格沙漠耙状线形沙丘的成因归结为沙丘碰撞和风况，其中风况的作用更为重要，因为沙丘碰撞只有在特定的风况下才能发生，且其作用因风况的不同而改变。

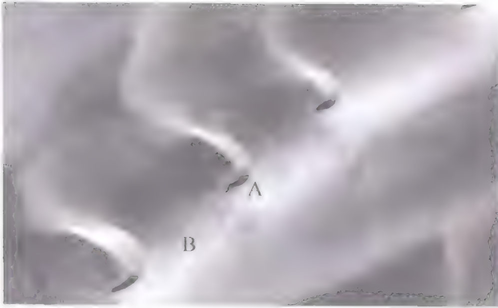


图 8-12 上风向新月形沙丘的东南翼与下风向新月形沙丘的碰撞融合形成的耙状沙丘主脊（地理位置：40°13′42.21″N，92°01′17.87″E）

Fig. 8-12 Collision and merging between an upwind southeastern limb and the windward slope of the downwind dune to form primary ridges (Location of the center of the photograph: 40°13′42.21″N, 92°01′17.87″E)



图 8-13 上风向新月形沙丘的东南翼与下风向小新月形沙丘的东南翼碰撞融合形成的耙状沙丘主脊

Fig. 8-13 Dune collision in which the southeastern limb of a larger upwind barchan merges with the southeastern limbs of smaller downwind barchans

在耙状线形沙丘分布区，主要有三组起沙风（图 8-14）：第一组（偏北风）包括北东北和东北风；第二组（偏东风）包括东东北和东风；第三组（偏西风）包括西西南和西风，其中偏北风和偏东风是盛行风向。上述风况虽然代表形成线形沙丘的典型双向风，但不同方向的风在形成塑造沙丘形态的过程中所起的作用会与其他线形沙丘的形成有很大不同。一般认为，双向风主导的风况会导致新月形沙丘的一翼延伸，进而形成线形沙丘。但对各个方向的风在线形沙丘形成中的作用则有不同的解释，目前有两种代表性模型（Bagnold，1941；Tsoar，1984）。Tsoar（1984）指出，新月形沙丘长轴的走向平行于最强风力的方向，与新月形沙丘成斜角相交且风力相对较弱的风力对新月形沙丘进行了改造。其结果是，新月形沙丘离弱风较远的一翼得以延伸，而距离较近的一翼则被侵蚀（图 8-15a）。成斜角的风力导致沙丘较长的一翼得以延伸，类似于赛夫沙丘的形成。而在 Bagnold（1941）的模型中，新月形沙丘的非对称性是由与沙丘长轴成斜交的沙尘暴事件所引起的，不同于 Tsoar 所说的弱风。在 Bagnold 的模型（图 8-15b）中，靠近强风一侧的新月形沙丘翼被强风所延伸，并由与新月形沙丘平行的弱风所维持和强化。

我们通过改进 Tsoar（1984）模型（图 8-16）来解释风况在耙状线形沙丘形成中的作用。在该模型里面，在偏北风的作用下形成新月形沙丘，再在偏东风作用下发生变化。其结果是，新月形沙丘的走向发生扭转，离偏东风较远的西北翼得以延伸，形成辅脊，而离偏东风较近的东南翼被侵蚀，辅脊会发育于主脊的西北侧。我们提出的改进模型与 Tsoar 原模型存在 3 个方面的差异：①在改进模型里面，两组风力强度的差异不像 Tsoar 模型里那么大。②偏东风不仅使较远的新月形沙丘一翼得以延伸，较近的一翼被侵蚀，而且还改变了其方向。所以，被改造后的新月形沙丘，其走向既不平行于偏北风的方向，也不平行于偏东风的方向，而是大致呈 75°～80°至 255°～260°

站点	春季	夏季	秋季	冬季	全年
W1	DP=165 RDP=103 RDP/DP=0.62 RDD=25°	DP=246 RDP=144 RDP/DP=0.58 RDD=28°	DP=71 RDP=48 RDP/DP=0.68 RDD=57°	DP=45 RDP=7 RDP/DP=0.15 RDD=207°	DP=528 RDP=290 RDP/DP=0.55 RDD=33°
W2	DP=131 RDP=61 RDP/DP=0.47 RDD=47°	DP=196 RDP=108 RDP/DP=0.55 RDD=33°	DP=80 RDP=55 RDP/DP=0.69 RDD=57°	DP=41 RDP=5 RDP/DP=0.12 RDD=206°	DP=448 RDP=213 RDP/DP=0.48 RDD=44°

图 8-14 耙状线形沙丘区的风况

Fig. 8-14 Wind regime in the area of rake linear dunes

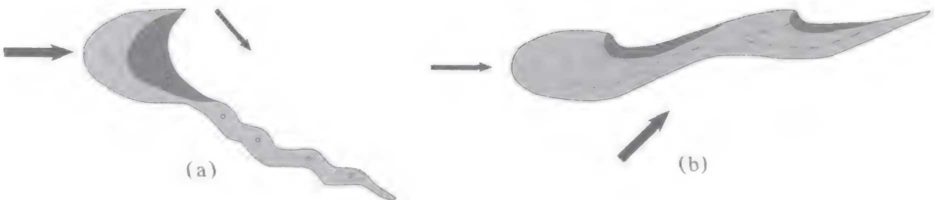


图 8-15 新月形沙丘向线形沙丘的演化模型

Fig. 8-15 Models to explain the evolution of barchan dunes into linear dunes

(a) Tsoar (1984) 模型；(b) Bagnold (1941) 模型（据 Bourke，2009）

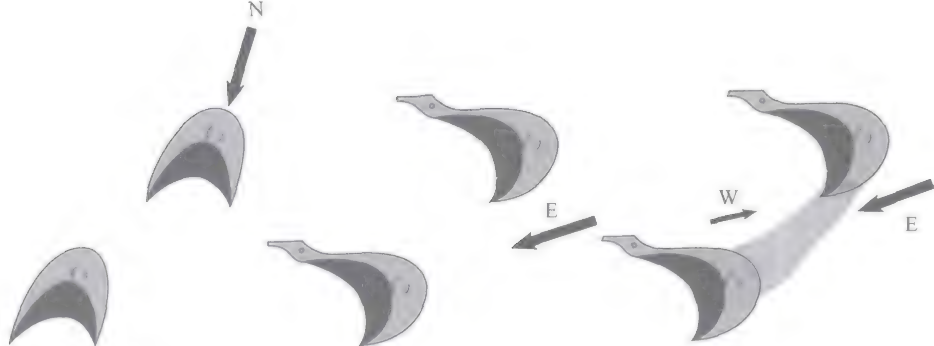


图 8-16 库姆塔格沙漠耙状线性沙丘的演化模型——改进 Tsoar 型

Fig. 8-16 A modified version of Tsoar's model that can explain the formation of the raked dunes in the Kumtagh Desert

（偏北风形成新月形沙丘，偏东风使新月形沙丘走向朝顺时针方向扭转，并使其西北翼延伸，东南翼与下风向新月形沙丘融合）

走向。③被延伸的新月形沙丘一翼的延伸长度非常有限，形成的短辅脊，其末端进一步演变为浅色浮沙片，由于沙物质供应有限，这些浮沙片尚未发育成沙丘。Dong 等(2008) 指出，在库姆塔格沙漠北部，在线形沙丘之间的宽阔走廊中，由于缺乏充足的沙物质供应，一般没有沙丘发育，在粗沙平地上运动的较细颗粒只能形成与周围地表没有明显高差的浅色舌状浮沙片。偏西风对耙状线形沙丘的形成也有影响，它为耙状线形沙丘的主脊聚集了沙物质。

尽管耙状线形沙丘是在沙物质供应不够充分的条件下形成的，但它却与该地区风况保持着动态平衡。可侵蚀的沉积物在沙丘间运动，正如分布于沙丘间走廊上的浅色浮沙片。在沙脊上，风沙侵蚀和沉积均有发生。偏西风一般不足以对沙脊造成风蚀，但却可以在一定程度上抵消由偏东风造成的侵蚀，从而有助于沉积物在主脊上的堆积。

基于野外观测，我们可以解释最初的新月形沙丘为什么会沿条带呈梯状排列。图 8-17 为库姆塔格沙漠北部耙状线形沙丘以及分布于耙状线形沙丘间走廊的浅色浮沙片，为我们解释耙状线形沙丘的形成提供了一些线索。浅色浮沙片由两段构成，向下风向突出，呈舌状。南段代表偏北风的作用，而北段则代表偏东风的作用。两段的符合带大致平行于合成输沙风向。当复合带沉积物积累到足够多时，就会有沙丘发育。所以形成沿条带呈梯状排列新月形沙丘，进而演化为耙状线形沙丘。



图 8-17　浅色舌状浮沙片（箭头）及其与线形沙丘形成的关系
（地理位置：40°16′50.88″N，92°11′4.53″E）

Fig. 8-17　Light sand drift (shown by arrows) and their relation to the formation linear dunes (Location: 40°16′50.88″N, 92°11′4.53″E)

综上所述，我们对库姆塔格沙漠北部的耙状线形沙丘获得以下几点认识：

(1) 耙状线形沙丘属于复杂线形沙丘，其发育的风况总体上为典型线形沙丘风况，风况的特殊性在于，与其他地区线形沙丘发育风况相比，有比较明显但仍然比较微弱的第三个方向风（偏西风）的作用。所以，在解释沙丘形态与风况的关系时，除了着重考虑风能环境和方向变率外，还要考虑风向的具体组成。

（2）与典型线形沙丘相比，耙状线形沙丘的高度与间距没有相关性。我们认为，这并非下伏地形的影响所致，而是因为耙状线形沙丘是在沙物质供应相对有限的条件下形成的。

（3）来自不同方向的风力的强度差异对耙状线形沙丘的形成具有重要影响。区域风况对耙状线形沙丘形成的影响可以用改进 Tsoar（1984）模型来解释。首先在偏北风的作用下形成新月形沙丘；其次，偏东风对新月形沙丘进行改造，从而使新月形沙丘的走向发生改变，而且离偏东风较远的西北翼延伸，形成了耙状线形沙丘的副脊，而离东风较近的东南翼则与下风向新月形沙丘碰撞融合，形成耙状线形沙丘的主脊。

（4）在库姆塔格沙漠的不同区域，随着控制因素的变化，沙丘类型呈现出相应的空间变化特征。对沙丘类型空间变化和相应控制因子进行综合研究将有助于进一步理解耙状线形沙丘的形成过程。

8.2 沙 砾 碛

深入沙漠腹地的科学考察发现，库姆塔格沙漠的突出特色除了其北部的耙状线形沙丘外，尚有分布于沙漠腹地的沙砾碛。所谓沙砾碛，指的是在库姆塔格沙漠出现的、由松散砾石组成的、具有一定规模和形态的不连续堆积体。库姆塔格沙漠的基底是巨厚的沙砾岩，南部阿尔金山北麓和北部北山南麓均为面积广大的戈壁砾石。这里所述的沙砾碛是一种独特的沙漠地貌类型，在库姆塔格沙漠地区，既不同于形成时代久远的砾岩，也不同于戈壁砾石，但它们之间有一定联系。沙砾碛肯定是库姆塔格沙漠特殊环境和特殊演变历史的产物。所以，解读沙砾碛将会提供认识库姆塔格沙漠及其风沙地貌的形成和演变的有益信息。

8.2.1 沙砾碛发育的地质基础与第四纪下伏地貌

库姆塔格沙漠的形成演变及其地貌的形成发育和第四纪时期古地理有着密切关系，其第四纪古地理轮廓是在承袭以前老构造基础上经新构造运动所形成和发展起来的（王树基，1987a）。该沙漠的基底属于塔里木地台的东延部分，在大地构造上，库姆塔格沙漠及其以西的塔克拉玛干沙漠，都夹持于中国天山山脉纬向构造带和昆仑山、阿尔金山山脉纬向构造带之间，以近东西向的挤压构造线为基本特征，由多个构造单元组成。沙漠的北面为天山构造带东延的库鲁克塔格、北山褶皱隆起带，南面为昆仑山、阿尔金山断块构造隆起带，两者之间则是处于相对沉降地带的塔里木地台以及次一级构造单元的低缓坳陷和轻微隆起，各构造单元之间均以深大断裂为界。

随着塔里木盆地的形成演化，作为一级构造单元塔里木地台东延部分的罗布泊洼地和库姆塔格沙漠地区，又被肢解为罗布泊断阶、哈拉诺尔台坳和北山断块 3 个二级构造单元（王树基，1987b）。库姆塔格沙漠就覆盖在哈拉诺尔台坳上。这个台坳系

中新生代的凹陷地区，是处于北山褶皱带和阿尔金山断块之间的一个小型断陷凹地，也是展布于阿尔金山北麓的一个构造梯级。中新生代以来构造活跃和断裂发育，洼地本身也有北东、北西以及近东西向断裂，这些断裂将周围山前地带分割成高度不大的许多阶梯式地垒断块（中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，1981）。中生代初，随着阿尔金山与北山的断块隆起，台坳本身长期下沉，形成堆积区。阿尔金山与北山在中生代和早第三纪经受剥蚀夷平，趋于准平原化，形成以砂岩和泥岩为主的地层。进入晚第三纪新构造运动以来，哈拉诺尔台坳两侧的老断裂复活，山地隆起，特别是阿尔金山强烈隆起为高山。与此同时，台坳本身发生构造分异，苏鲁森塔格大断裂在台坳北部向西延伸，使哈拉诺尔台坳解体形成北部的阿奇克堑谷。阿奇克堑谷南侧的苏鲁森塔格大断裂形成库姆塔格沙漠北缘北东向长达百余千米的笔直陡坎，使阿奇克谷底与库姆塔格沙漠北缘呈 50～100 m 的落差（王树基，1987b）。

库姆塔格沙漠的第四纪下伏地貌主要是阿尔金山北麓在干燥气候条件下形成的洪积扇，在早更新世形成相当于西域砾岩（或玉门砾岩）的沙砾堆积层，中更新世形成相当于酒泉砾岩的沙砾堆积层，晚更新世以来形成戈壁砾石层。在中更新世以后，阿尔金山已上升较高，库姆塔格沙漠的定向风开始出现，哈拉诺尔准平原中心在盛行风搬运下形成连片的沙漠（汪文先，1987）。

8.2.2 沙砾碛的发育模式

库姆塔格沙漠的沙砾碛是在沙漠形成以后，发源于阿尔金山的突发性洪流产生的洪积物在风力作用下逐渐形成的一种特殊地貌类型。所以，沙砾碛的形成首先受下伏沙丘地貌的影响。在沙漠中最有利于洪积物堆积的地貌部位当然是那些较低的丘间地或沟谷，而现今的沙砾碛大都为高出周围流沙面的正地貌，而且在库姆塔格沙漠中沙砾碛有其集中的分布带，说明在这个带上有特殊的地貌过程在起作用。

洪积物是洪流携带砾石和沙子能力减小的产物，而洪流的搬运能力又取决于洪流量及流程坡度。所以，洪积扇在库姆塔格沙漠南部的阿尔金山北麓和北部的北山南麓等坡度突然减小的地方最为发育。前面已经提到，库姆塔格沙漠流动沙丘下的第四纪下伏地貌为相当于西域砾岩和酒泉砾岩的早中更新世洪积物，源于阿尔金山。库姆塔格沙漠的地势自南向北倾斜，逐渐降低变缓，主要地貌类型随之呈现出明显的分带现象，依次为山地、残丘、戈壁、沙漠、干谷。在沙漠形成之后，源于阿尔金山的洪流仍然程度不同地深入沙漠，形成沙漠南部戈壁砾石区与流沙区呈犬牙状交错分布的格局。南部山前倾斜砾质平原多在海拔1 600～1 200 m，坡降 14‰～30‰，所以河流下切，形成谷地甚至峡谷，流动沙丘分布于河流谷地之间的高台地上。约自 40°N 开始向北，地势开始明显变缓，降到海拔1 200～900 m 的洪积平原，深切河谷转为游荡型河床，纵横交错，洪流搬运能力较南部明显降低，所以在古河道位置产生沉积，形成沙砾碛的砾石堆积。沙丘类型演变为东北-西南向的线性沙丘。

库姆塔格沙漠的盛行风向来自偏北方向（北东北、东北和东北东风），起沙风约占 45%（屈建军等，2007），而且盛行风在中更新世以后就已出现。所以，风沙自东北向南移动，向阿尔金山方向爬升。在沙漠南部，受阿尔金山的阻挡，风向变得更为复杂，往往由回旋气流形成偏南风，向南爬升的风沙受偏南风的顶托，主要沉积于阿尔金山山前倾斜砾质平原上。所以，在库姆塔格沙漠南部形成与多风向风况相对应的金字塔沙丘和格状沙丘等，高大沙丘出现在这里，最高者可达 200～300 m。

沙砾碛分布区在偏北风作用下，相对于其南部，整体上处于风蚀区，而在河道中堆积的砾石则是不可风蚀的，所以，在周围流沙逐渐被风蚀降低的情况下，砾石堆积被保留下来形成所谓的沙砾碛。由于砾石堆积地貌部位和后期风成过程的改造不同，形成形态不同的沙砾碛。

综上所述，我们将沙砾碛的形成与发育过程归纳为以下几个阶段（图 8-18）：

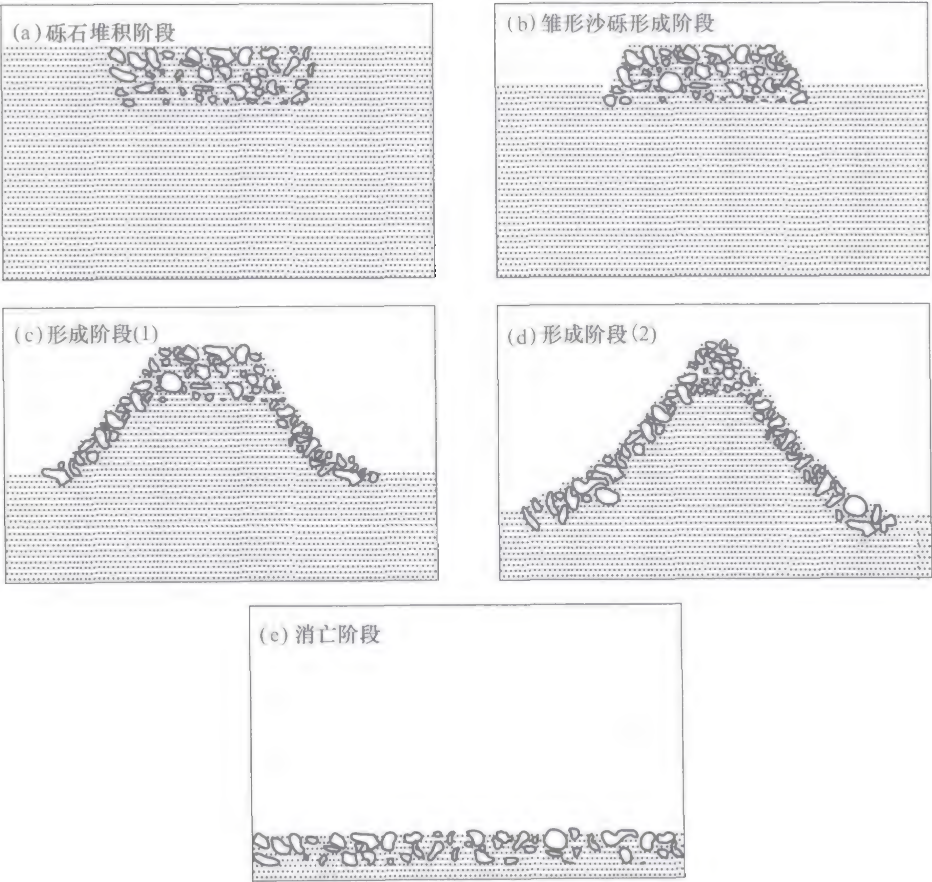


图 8-18　沙砾碛的形成过程

Fig. 8-18　The formation of gravel bodies

(1) 砾石堆积阶段：发生于洪水期，在低洼地或河道形成覆盖在流沙之上的洪积物。

(2) 雏形沙砾碛形成阶段：周围流沙被吹蚀，洪积物高出周围地表，成为沙砾碛的雏形。

(3) 沙砾碛形成阶段：周围流沙在风蚀作用下继续降低至洪积层之下，出露下伏流沙，周围流沙表面的进一步降低和侧向风蚀使洪积砾石层塌落，形成覆盖于沙砾碛周围的边坡堆积，同时，沙砾碛顶面开始缩小，直至消失，形成砾石梁、砾石峁或砾石锥。

(4) 沙砾碛消亡阶段：沙砾碛周围流沙在风蚀作用下继续降低，沙砾碛不断塌落，顶面不断降低，最后形成与周围地表无明显高度差异的砾石滩、砾石条或砾石环，进入下一发育循环。由于风沙流在砾石表面的跃移活动较周围流沙地表强，输沙量相应较大，不利于风沙滞积。所以，沙砾碛，即使是砾石滩、砾石条或砾石环均，也不易被沙埋。沙砾碛在经历一个发育循环之后，虽然又形成基本与周围流沙齐平的地表，但其厚度有所降低，水平范围有所扩展。所以，沙砾碛的发育循环过程是砾石的分散过程。在经历无数次循环之后，沙砾碛将最终成为散布于流沙中的砾石块。当然，这只是一种极端的理想模式，由于环境条件限制及其变化，可以说沙砾碛不可能经历无数次发育循环的。

8.2.3 沙砾碛的地貌学意义

在库姆塔格沙漠，相当于西域砾岩和酒泉砾岩的下伏第四纪砾石层、南部和北部洪积扇上的戈壁砾石可以被认为是青藏高原隆升的直接记录（李吉均等，1979；方晓敏等，2004），也可能更多的是第四纪气候变化，冰期和间冰期气候交替，山体侵蚀和剥蚀增强的产物（Wang et al.，2003）。傅开道等发现，0.8 Ma BP 以来酒泉、戈壁砾石层既反映了青藏高原第四纪晚期持续强烈的构造隆升，也反映了第四纪冰期-间冰期的气候旋回变化（傅开道等，2006）。由于构造运动的周期通常是百万年至千万年尺度，所以库姆塔格沙漠中的沙砾碛不可能是青藏高原隆升的直接反映，而是气候变化甚至是突发性气候事件的反映。库姆塔格沙漠第四纪以来虽然持续变干，但突发性暴雨仍能够使源于南部阿尔金山的洪积物被运达沙漠北部，更不用说更细的沙物质，如沙丘沙。阿尔金山北麓的洪积扇十分发育，规模很大，说明阿尔金山有极强的产沙能力，为库姆塔格沙漠提供充分的沙源。所以，库姆塔格沙漠的沙源尽管在理论上可能来自罗布泊洼地的湖相沉积、疏勒河的冲积物以及北山南麓的洪积物，但实际上阿尔金山对库姆塔格沙漠的沙源具有决定性控制作用。库姆塔格沙漠北部的断裂带使其与罗布泊湖盆分开，并明显高于湖盆，阿奇克堑谷将其与北山分开，所以库姆塔格沙漠发育在一个相对独立的地貌单元—高台地上。至于疏勒河是否流经库姆塔格沙漠地区也是许多学者质疑的一个问题，多数观点认为该河根本就没有抵达库姆塔格沙

漠地区（王树基，1987a；冯绳武，1981），流经库姆塔格沙漠附近的河流可能只有党河。

除非突发性的气候事件，源于阿尔金山的洪积物一般在出山口，由于坡度迅速减小，河流所携带砾石和沙子的能力大大减小，而发生大规模的沉积，所以砾石主要堆积于沙漠南部，而较细的沙物质被运送到沙漠北部。北部的沙物质在偏北风的作用下，向南移动，覆盖在南部的砾石沉积物上，使沙漠蔓延。所以，库姆塔格沙漠是由风力将来自阿尔金山的洪积物再搬运扩散而形成。由于偏北风的搬运扩散，总体上，沙漠北部相对处于风蚀区，而南部则处于堆积区，所以北部沙丘低矮，而南部沙丘高大。由于北部处于风蚀区，流沙被风蚀，而由砾石组成的洪积物被保留下来，形成沙砾碛。

沙砾碛从某种程度上反映了新构造运动在库姆塔格风沙地貌形成于演化中的作用。前文已述及，中新生代以来构造活跃和断裂发育，使阿尔金山山前地带分割成高度不大的许多阶梯式地垒断块。在新构造运动中，这些断裂复活，甚至产生新的断裂。库姆塔格沙漠周边的断裂有明显的显示，而在沙漠内部由于流沙的覆盖，断裂没有明显的显示。但在40°N出现了明显的地貌特征，所有发源于阿尔金山的河流或干河道都由流向北偏西转为北偏东。这大有可能是下伏断裂的显示。由于该断裂的存在，以南的河道表现为下切沟谷甚至峡谷，而北部河道表现为游荡型，产生的洪积物进一步演化为沙砾碛。

综上所述，我们对库姆塔格沙漠的沙砾碛能够获得以下认识：

（1）沙砾碛也是库姆塔格沙漠的特色地貌类型。其形成与发育的大环境是由青藏高原隆升产生的阿尔金山与库姆塔格沙漠之间的巨大高差，而更直接反映的是沙漠形成之后的突发性气候事件。

（2）沙砾碛的形成有其特殊的营力组合与发育过程，是洪积物在风蚀环境中的产物。沙砾碛每一循环过程的完成都将意味着砾石在沙漠中的再分散。

（3）库姆塔格沙漠沙砾碛出现的位置与分布范围，及其与南部地貌特征的对比从某种程度上显示新构造运动对库姆塔格沙漠地貌形成与演化具有重要的影响。

8.3　线形沙丘独特的地貌格局

地貌格局（geomorphic patterns）系指地貌类型的空间组合形式，直观地表现为各种图案，或称斑图，是一个自20世纪90年代以来才开始为地貌学界关注的科学问题（Hallet，1990）。地球上各种地貌都具有其独特的地貌格局，如交织的河网、蜿蜒曲折的海岸线、寒区的冻土地貌以及有时排列错综复杂、有时排列有秩的沙丘（Werner，1995）。地貌格局一般被认为是复杂系统内部自组织的产物（Werner，1995）。在各种地貌格局中，沙丘的地貌格局最简单常见，最容易研究，因而被认为是地貌学中空间自组织的经典案例（Hallet，1990）。地貌格局的复杂性增加了沙丘

地貌的复杂性，即使简单的沙丘形态也会具有复杂的地貌格局，增加了沙丘地貌学研究的难度。实际上，地貌格局是沙丘地貌最直观的特征，是引起早期研究者关注沙漠研究的突出特征之一，但对其研究恰恰是风沙地貌学界最被忽视的环节。关于库姆塔格沙漠北部线形沙丘的争论在很大程度上是起因于其特殊的地貌格局。第 7 章关于羽毛状斑图的讨论和本章第 1 节关于耙状线形沙丘的讨论在一定程度上显示出该沙漠线形沙丘地貌格局的特殊性，即不具有大多数沙漠中线形沙丘所具有的良好的高度-间距关系（Dong et al.，2008）。本节将进一步应用格局分析法讨论线形沙丘区地貌格局参数。

8.3.1 研究方法

本节的目的是尝试应用近年来才由少数风沙地貌学者（Ewing et al.，2006）提出的沙丘地貌格局分析法，基于卫星影像上量测和计算得到的沙丘地貌格局参数，分析其概率分布和空间变化规律，讨论其影响因素，并尝试探讨沙丘的形成时间。沙丘地貌格局研究首先要确定用什么样的参数来定量地表征沙丘的地貌格局。地球表面的各种地理要素，如地貌、植被、土壤、水系、人口、城镇、交通网络等都具有不同形式的空间格局，可以用不同的参数来定量表征。如在空间格局分析法广泛应用的景观生态学中，常用的定量参数有斑块面积、斑块密度、斑块形状及斑块分离情况等。各种遥感影像，如航片和卫片为研究地貌格局提供了可靠的资料，我们对库姆塔格沙漠北部线形沙丘区地貌格局的分析也是基于遥感影像。所以，沙丘地貌格局表征参数的选择需要考虑两方面的主要因素：一是尽可能客观详细地刻画地貌格局；二是便于在遥感影像上准确量测。据此原则并借鉴前人的研究工作（Ewing et al.，2006），我们选择的沙丘地貌格局表征参数有沙丘脊线长度、沙丘间距、走向和缺陷密度等，其定义如图 8-19 所示。在此，需要说明“缺陷”和“缺陷密度”两个概念。缺陷系指沙丘空间格局（如线形沙丘）中的断点或端点，缺陷密度（ρ）为单位沙脊长度（L）

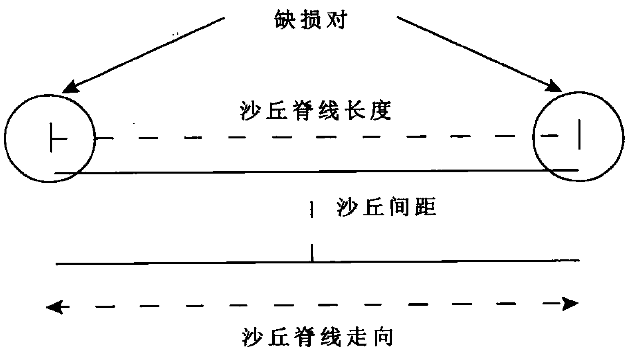


图 8-19　沙丘格局参数的定义及其量测（据 Ewing et al.，2006）

Fig. 8-19　Definition diagram for pattern parameters and their measurements

上的缺陷对个数（N），即 $\rho=N/L$（Werner et al.，1999）。对于某一特定区域，L 为该区域所有沙丘长度的总和，而 N 则是该区域缺陷对个数的总和。为了获取上述沙丘地貌格局参数，我们采用了如下方法。

获取 2008 年线形沙丘区的 ETM＋卫星影像（空间分辨率为 30m），在 ArcGIS9.2 软件（ESRI 公司研发）支持下，进行沙丘地貌格局参数的量测。为了展示格局参数的空间变化，将线形沙丘区划分为 8 km×8 km 的网格，共 13 行（东西向）、23 列（南北向），其中线形沙丘区经过 99 个网格，量测每个网格内的沙丘脊线长度、沙丘间距、走向和缺陷对个数，计算缺陷密度。应用目视解译和手动跟踪法画出沙丘脊线（图 8-20）。沙丘脊线长度、间距和走向均根据图 8-19 所示的定义来量测，缺陷密度根据 Werner 等（1999）提出的方法来计算。在获得各网格资料的基础上，绘制整个线形沙丘区的沙丘脊线长度和间距的累计概率曲线。在 ArcGIS9.2 反距离加权（inverse distance weighted）工具的支持下，进行空间差值，绘制平均沙丘脊线长度、平均间距和缺损密度等值线图，展示格局参数的空间变化规律。为了分析格局参数的主要影响因素，在线形沙丘区自东北向西南选取 5 个样区（图 8-21），绘制每个样区及整个区域的沙丘脊线长度、间距和走向的概率分布直方图。每个样区大小为 16 km×16 km，其地理位置和地貌特征描述列于表 8-1。

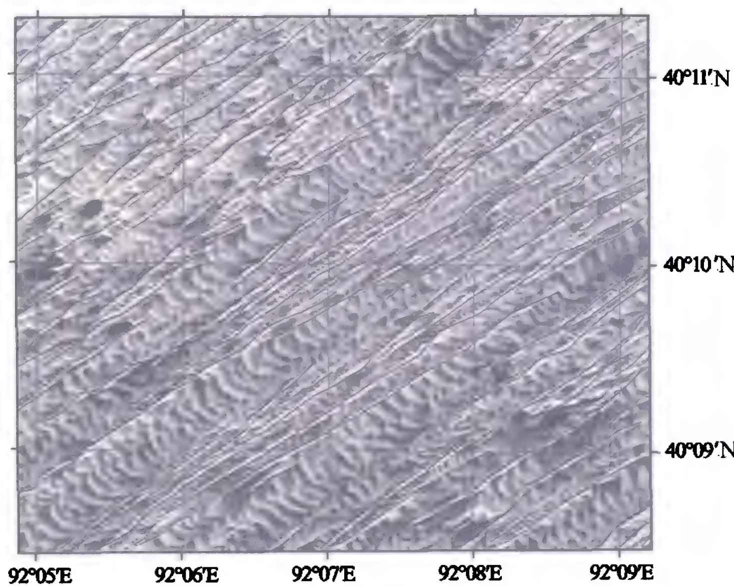


图 8-20　通过目视解译和手动跟踪法确定的沙丘脊线

Fig. 8-20　Dune crestlines identified and traced manually on ETM＋ images

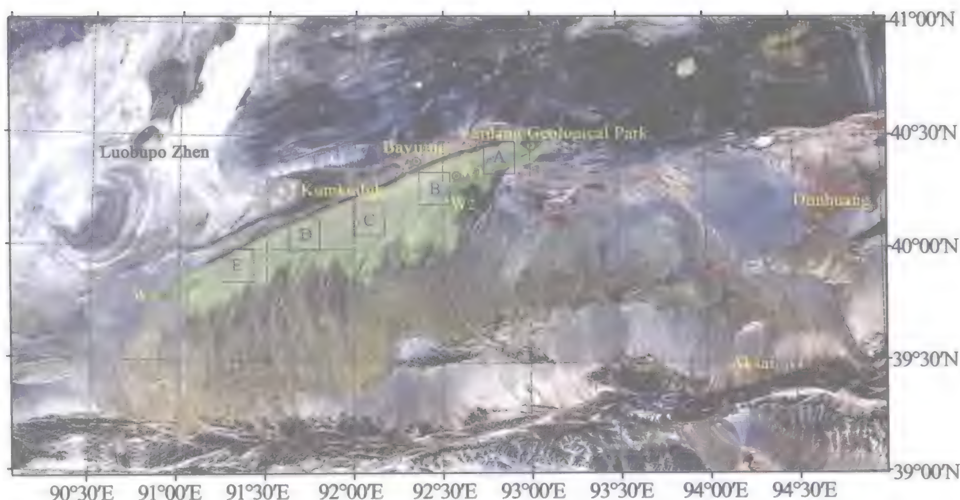


图 8-21 库姆塔格沙漠北部线形沙丘区及 5 个样区的地理位置

Fig. 8-21 Geographical location of the linear dune area and five sample plots in the north of the Kumtagh Desert

表 8-1 各样区的地理位置和自然状况描述

Table 8-1 Location and description of each sample plot

样区	地理位置（中心点坐标）	自然状况描述
A	40°25.2′N，92°49.2′E	位于库姆塔格沙漠东北端，东北与雅丹地质公园相望，北部为沙漠边缘的雅丹地貌，中部和南部有两片宽阔的丘间平地，在局部沙源较丰富的地段有新月形沙丘和横向沙丘发育
B	40°16.2′N，92°27.0′E	线形沙丘较为密集，南部为梭梭沟尾闾区，有季节性河道，东南部有宽阔的丘间平地，自南向北沙丘间距较小，但长度增加
C	40°7.8′N，92°4.8′E	为沙丘下伏古河道的集中分布区，自北向南线形沙丘愈来愈不典型，有向南部沙丘区过渡的趋势
D	40°3.0′N，91°42.0′E	北部为罗布泊洼地的边缘，有零星雅丹地貌发育。自北向南线形沙丘愈来愈不典型，具有逐渐过渡为其他沙丘类型的趋势，沙丘长度和间距均自北向南减小。有较多的下伏古河道发育
E	39°54.6′N，92°19.8′E	位于线形沙丘区的东南端，北部为罗布泊洼地边缘，有零星雅丹地貌发育。自北向南线形沙丘愈来愈不典型，具有逐渐过渡为其他沙丘类型的趋势，沙丘长度和间距均自北向南减小

8.3.2 结果与讨论

1. 沙丘脊线长度

沙丘脊线长度和沙丘间距的对数累计概率图为辨识沙丘地貌格局的形成机制提供了一种统计学方法，其理论依据是统计学中的中心极限定理和系统论中的缺陷动力学。中心极限定理指出，由许多相互独立、相加事件所导致的变量，其概率分布服从

正态（高斯）分布。在沙丘地貌格局分析中，Ewing 等（2006）将中心极限定理做了3 个方面的引申：①用累计频率来替代概率；②用对数频率图，即累计频率的对数，来替代频率，意味着中心极限定理被应用于相乘事件；③只有当从一组数据中得到对数正态分布时，才可以认为这组数据提供了足够可靠的信息。所获得的沙丘地貌格局参数数据无论多少，其数量总是有限的，所以仅是总体中的样本。当所获得的数据为单一机制的产物时，有无数该类数据构成的总体呈现为能够用一个平均值和标准差来表征的一条线。但在通常情况下，所获得的数据往往是多种机制的产物，样本数据呈现为多个群组，这些群组具有其各自的平均值和标准差，因而，样本由代表不同群组的多条线组成。基于上述原理，Ewing 等（2006）对美国新墨西哥 White Sands、加利福尼亚 Algodones、毛里塔尼亚 Agneitir、纳米比亚 Namib 等地的沙丘格局参数进行了统计学研究。他们发现，简单沙丘格局参数的对数累积概率图表现为一个群组，而复合和复杂沙丘格局参数的对数累积概率图表现为多个群组。

在库姆塔格沙漠北部的线形沙丘区，一共量测了1273个线形沙丘的长度，其平均长度为4 271 m。其对数累计概率图（图 8-22）有 3 段组成，据此将沙丘长度分为 3 个群组。第一组沙丘长度小于 40 m，代表不对称线形沙丘延伸的一翼，严格意义上来讲，尚不能称之为线形沙丘，充其量为雏形线形沙丘。该类线形沙丘很少，所占比例不到 10%。第二组沙丘长度在 40～800 m 间，代表由一个或几个不对新月形沙丘的一翼延伸而另一翼退化形成的线形沙丘，一般比较笔直，仅在其上风向端有明显的新月形沙丘痕迹，其余部分新月形沙丘的痕迹不明显。该类线形沙丘所占比例不到 30%。第三组沙丘长度大于 800 m，最长过 10 km，为本章第 2 节中讨论的耙状线形沙丘，是线形沙丘的主体，所占比例超过 60%，为发育成熟的线形沙丘，有许多新月形沙丘演化联结而成，具有明显的新月形沙丘痕迹，新月形沙丘的一翼相互联结，形成耙状线形沙丘的主脊，另一翼构成副脊。

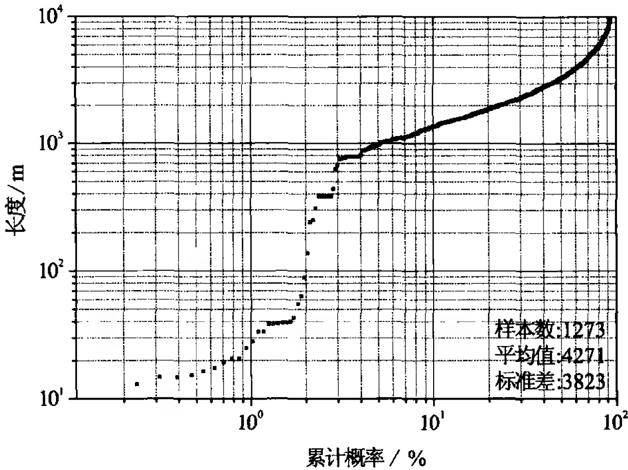


图 8-22　线形沙丘脊线长度累计概率图

Fig. 8-22　Cumulative probability plots of crest lenth and dune spacing

根据 Werner 等（1999）以及 Ewing 等（2006）的研究，沙丘演化过程是脊线的延长过程。图 8-23 为线形沙丘脊线长度等值线图。脊线长度总体上显示出自东北向西南减小的趋势，这似乎表明，自东北向西南，线形沙丘的形成时代愈晚，但这种趋势被中部的一个低值区和东南部的一个高值区破坏。为了分析上述沙丘脊线长度空间格局的可能形成原因，我们将 5 个样区的沙丘脊线长度概率分布示于图 8-24。我们认为，风况控制着沙丘脊线长度的总体空间格局。线形沙丘区的风能环境自东北向西南减小，而且风向愈来愈复杂（图 8-25），东北部为锐双峰型，方向系数在 0.5 左右，而在西南部为钝双峰型，方向系数为 0.4 左右。所以愈向西南，风况愈不适于线形沙丘的发育。沙丘脊线长度空间变化整体趋势的破坏可能与下伏古河道有关。对照图 8-23、图 8-24 及 5 个样区的地貌特征（表 8-1）可知，中部的低值区即样区 C 附近，是下伏古河道的密集区域。古河道的出现意味着线形沙丘的延伸可能会被古河道切断；另一方面，由于古河道的活动，其附近线形沙丘的形成相对较晚，所以线形沙丘的长度较短。样区 A 的沙丘脊线长度较样区 B 短的原因是样区 A 位于沙漠的边缘，沙丘脊线的长度被迫中断。

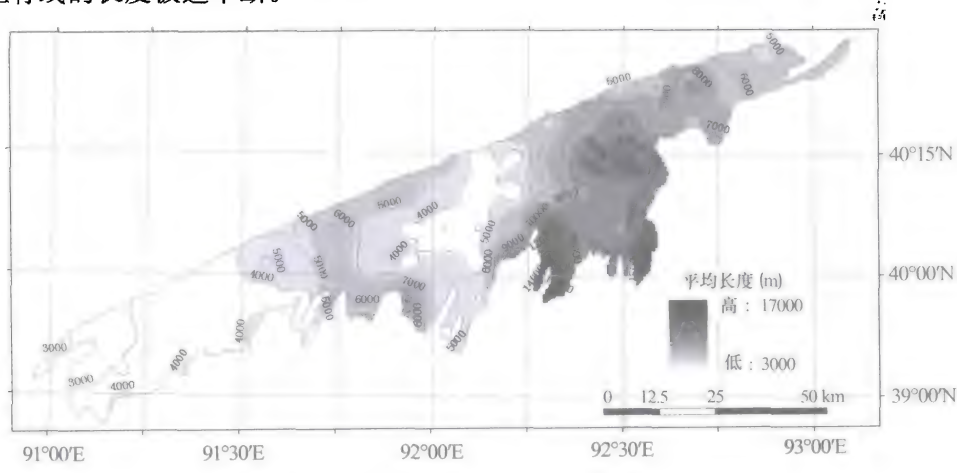


图 8-23　线形沙丘脊线长度等值线图

Fig. 8-23　Isoline plot of crest length

2. 沙丘间距

沙丘间距被认为是最重要的地貌格局参数（Werner et al.，1999；Ewing et al.，2006），Werner 等（1999）认为，间距是沙丘形成时间、形成与发育的初始条件以及缺陷行为的函数。在库姆塔格沙漠北部的线形沙丘区，我们共量测了1 535组间距，其平均间距为1 132m。对数累计概率图（图 8-26）为连续的光滑曲线。与脊线长度的对数累积概率图相似，也可以大致分为 3 段，即 3 个群组，但 3 个群组的界限比较模糊，显示出逐渐过渡的特点。间距等值线图（图 8-27）显示的趋势与脊线长度等值线图（图8-23）的趋势，如高值区和低值区的位置大致相似，但不具有很好的对

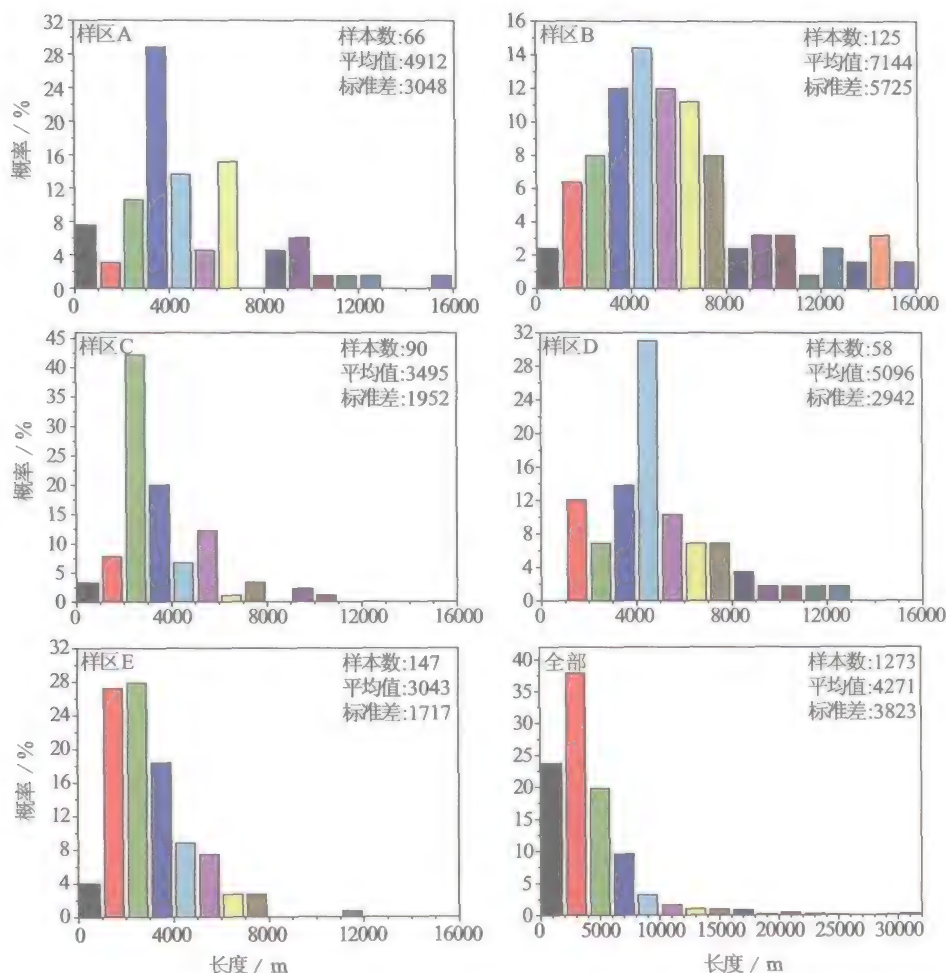


图 8-24　5 个样区沙丘脊线长度概率分布图

Fig. 8-24　Probability distribution plots of the crest length of the five sample plots

应关系。5 个样区的平均间距(图 8-28)与平均丘脊长度(图 8-24)之间不具有理论上应具有的良好相关关系。99 个网格的平均脊线长度与平均间距的关系(图 8-29)也表明了这一点。

3. 沙丘走向

Ewing 等(2006)指出，随着沙丘演化的推进，其走向趋于一致。图 8-30 为 5 个样区的沙丘走向分布玫瑰图。沙丘走向分布范围为 20°～70°间，总体上呈现出自东北向西南分布范围增大的趋势，是由风况自东北向西南愈来愈复杂所致。由于风况的不一致性，沙丘走向分布的空间变化趋势与脊线长度和间距没有良好的对应关系，表明影响沙丘形成的因素比较复杂。而在相同条件下形成的沙丘，脊线长度、间距和走向分布的对应关系是：沙丘脊线愈长，间距愈宽，走向的分布愈集中。

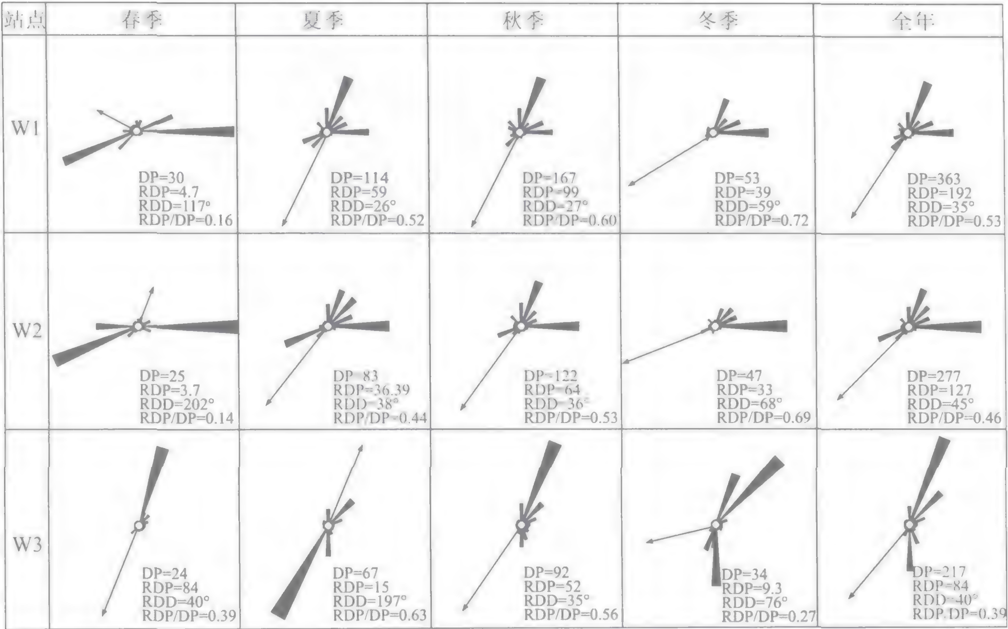


图 8-25　线形沙丘区的风况

Fig. 8-25　Wind regime of the linear dune area

(DP is drift potential, RDP is resultantdrift potential;

RDD is resultant drift direction; RDP/DP is direction variability index)

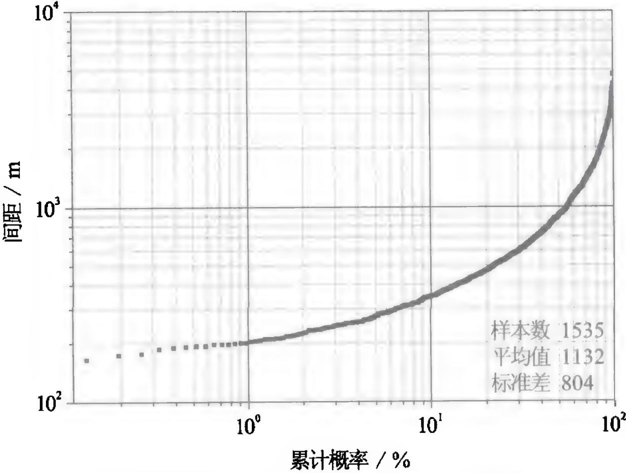


图 8-26　线形沙丘脊线长度累计概率图

Fig. 8-26　Cumulative probability plots of the spacing of linear dunes

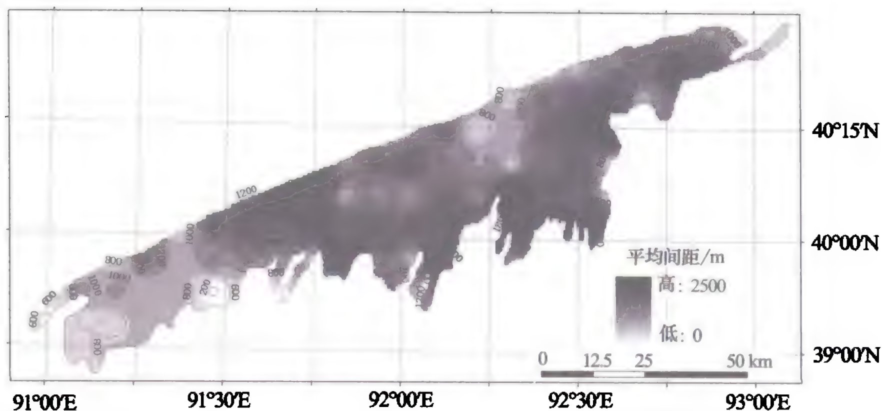


图 8-27　沙丘间距等值线图

Fig. 8-27　Isoline plot of dune spacing

图 8-28　5 个样区沙丘间距概率分布图

Fig. 8-28　Probability distribution plots of spacing of the five sample plots

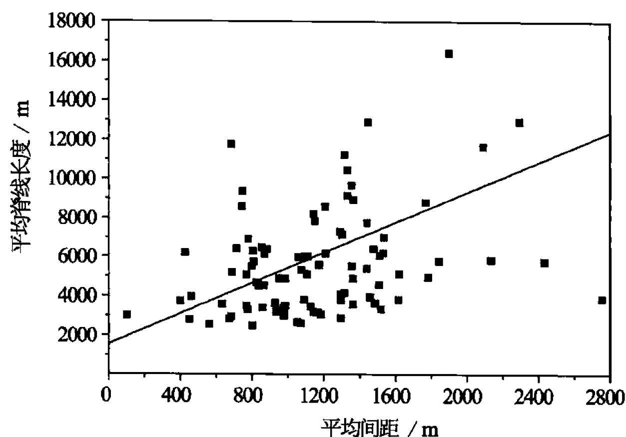


图 8-29　平均沙丘脊线长度与间距的关系

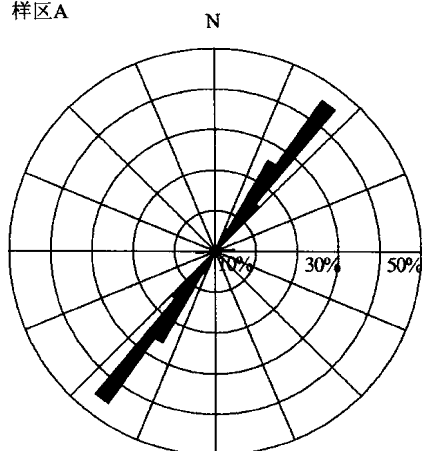
Fig. 8-29　The relationship between the mean crest length and spacing of linear dunes

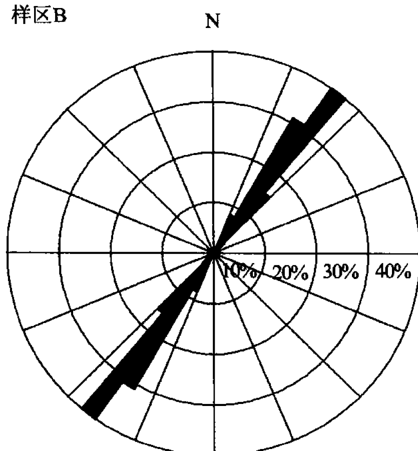
4. 缺陷密度

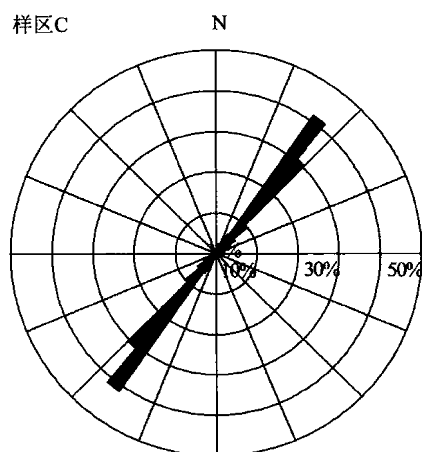
在沙丘地貌格局参数中，缺陷密度是一个相对独立的动力学变量（Ewing et al.，2006）。根据缺陷动力学理论（Werner et al.，1999），沙丘地貌格局参数的变化起因于地貌格局中缺陷的行为。由于缺陷往往较其周围沙丘脊线低，因而移动较快，在移动过程中经常会与其他床面形态合并，其结果是使沙丘脊线延长，沙丘间距增大。库姆塔格沙漠北部线形沙丘的缺陷密度较小，缺陷对的个数大都小于 0.25km 以下，平均为 0.14（图 8-31），即平均每7 km才有一个缺陷对，约每3.5 km有一个缺损，与平均沙丘脊线长度4 271 m比较接近，所以线形沙丘在总体上发育完整。缺陷密度的空间变化与脊线长度显示出一定程度的对应关系，但与间距的对应关系很差（图 8-32），这是因为缺陷密度和脊线长度实际上是一个问题的两个方面，长度愈长意味着缺陷密度就愈小。缺陷密度的空间变化（图 8-33）显示出与脊线长度相反的规律，这是因为两者较好的相关性。虽然缺陷密度与间距的相关性差，但两者仍然能够显示出相反的趋势，即高缺陷密度区与小间距区大致对应，而低缺陷区与大间距区基本对应，线形沙丘区的西南部与下伏古河道密集的梭梭沟下游区为两个高缺陷密度区，线形沙丘发育差，相对不完整。缺陷密度与间距在空间分布上没有的良好对应关系，一方面反映了沙丘形成与演化因素的复杂性即空间变异性；另一方面反映了两者变化的不同步性。根据缺陷动力学理论，间距的变化滞后于缺陷的变化。

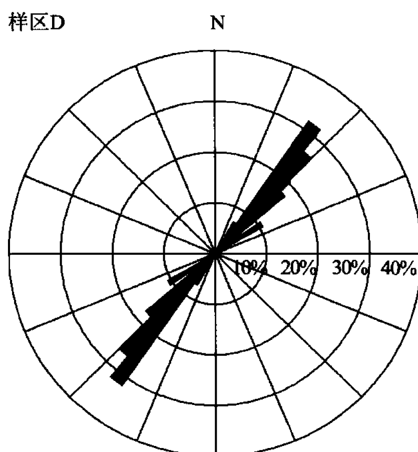
5. 沙丘的形成时间

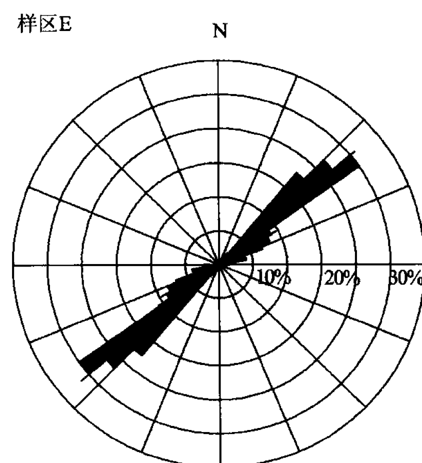
根据复杂系统的自组织理论，在特定的发育时段，将出现特定形式的地貌格局，即格局形式是时间的函数。Werner 等(1999)根据其建立的缺陷动力学模型指出，由于缺陷对的联结和消失，间距随时间的对数增大，他们建立了间距和缺陷密度随时











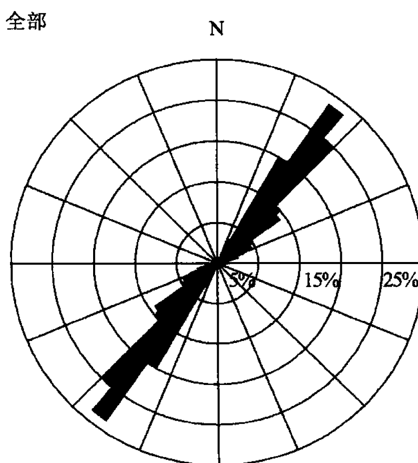


图 8-30　5 个样区的沙丘走向分布玫瑰图

Fig. 8-30　Rose diagram of the orientation of linear dunes in the five sample plots

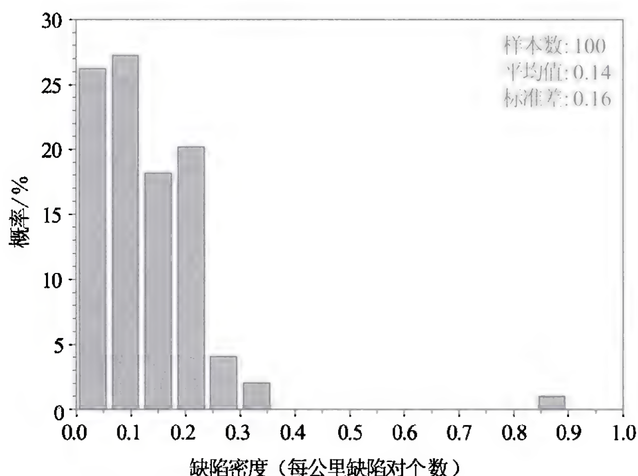


图 8-31　库姆塔格沙漠北部线形沙丘区缺陷密度概率分布

Fig. 8-31　Probability distribution of the defect density of the linear dunes in the north of the Kumtagh Desert

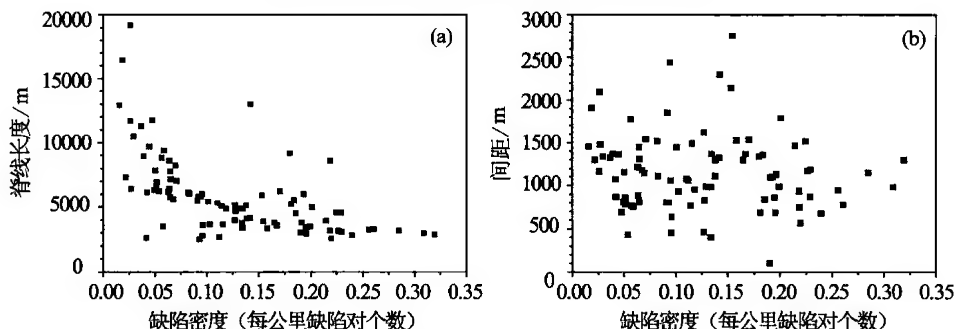


图 8-32　缺陷密度与脊线长度和间距的关系

Fig. 8-32　The relationship between the defect density and the crest length (a) and spacing (b)

(a) 缺陷密度与脊线长度；(b) 缺陷密度与间距

间的变化函数（图 8-34）。Ewing 等（2006）根据非洲南部和北美几个沙漠中沙丘地貌格局参数和光释光测年结果发现，沙丘脊线长度、间距和缺陷密度等地貌格局参数与沙丘形成时间之间存在较好的相关关系（图 8-34），与 Werner 和 Kocurek 的模型计算结果有较好的可比性。所以，他们根据建立的关系估算了非洲 Namib 沙漠不同尺度沙丘的年龄。鉴于目前关于沙丘形成时间还没有可靠的测定方法，我们也尝试利用 Ewing 等（2006）的拟合曲线来估算库姆塔格沙漠北部线形沙丘的大致形成时间。我们分别根据图 8-34 中沙丘形成时间与脊线长度、间距和缺陷密度的关系估算库姆塔格沙漠北部线形沙丘的形成时间（图 8-35）。

图 8-35 表明，根据不同沙丘地貌格局参数估算的沙丘形成年龄不同。根据沙丘脊线估算的沙丘形成时间在 13. 8～17. 3 ka 间，平均为 15. 4 kaBP；而根据沙丘间距

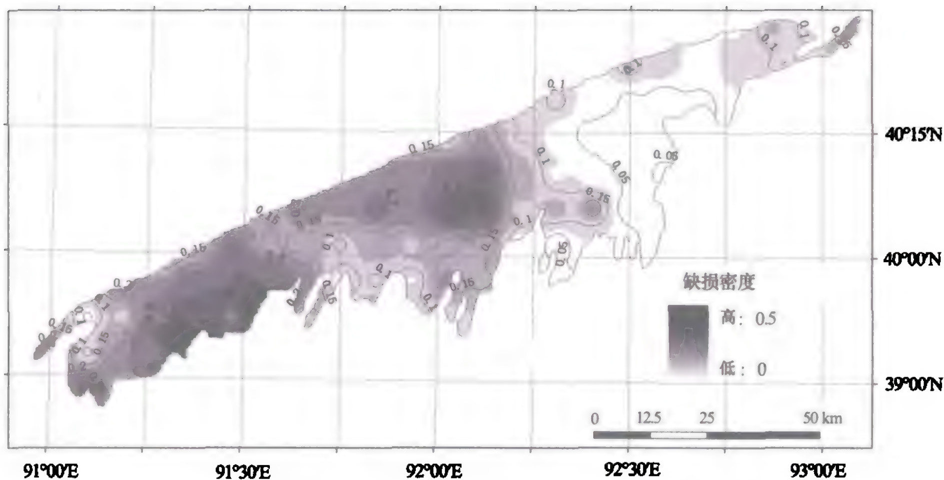


图 8-33　库姆塔格沙漠北部线形沙丘区缺陷密度等值线图

Fig. 8-33　Isoline plot of defect density of the linear dunes in the north of Kumtag Desert

图 8-34　沙丘形成时间与脊线长度（a）、间距（b）和缺陷密度（c）的关系

Fig. 8-34　Construction time of dunes against crest length (a), spacing (b), and defect density (c)

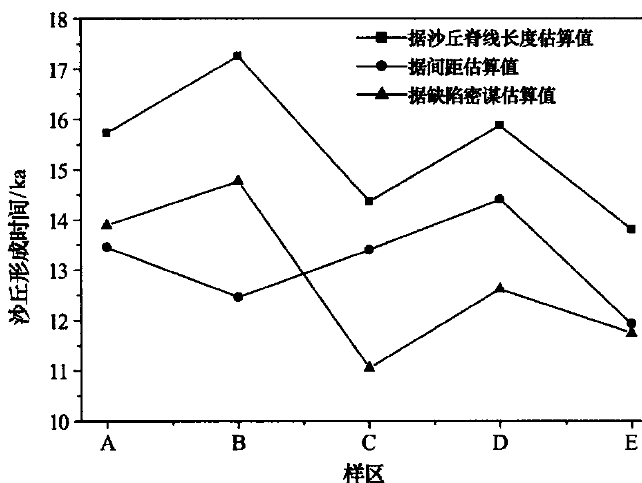


图 8-35 根据沙丘脊线长度、间距和缺陷密度估算的库姆塔格沙漠北部线形沙丘的形成时间

Fig. 8-35 Estimated construction time of linear dunes in the north of Kumtagh Desert based on crest length, spacing and defect density

和缺陷密度估算出的沙丘形成时间比较接近，分别在 12～14.4 kaBP，平均为 13.1 kaBP，和 11.8～14.8 kaBP 间，平均为 12.8 kaBP。Werner 等（1999）基于复杂系统自组织中的缺陷动力学模型指出，间距和缺陷密度是两个最能够表征沙丘地貌格局的参数，所以他们的研究重点放在沙丘间距、缺陷密度与形成时间的关系上。在库姆塔格沙漠北部线形沙丘区，根据间距和缺陷密度估算的沙丘形成时间比较接近，似乎印证了 Werner、BPKocurek 等的观点，所以库姆塔格沙漠北部线形沙丘的形成时间应在 13 kaBP（12.8～13. 1 kaBP）左右。这个时代相当于末次冰消期（16～12 kaBP）的晚期，正是亚洲中部干旱区气候变干，有利于风沙活动的时期，这一点可由博斯腾湖的气候变化记录证明。对该湖钻探岩芯、沉积年代以及孢粉、碳酸盐含量、粒度等代用指标分析结果表明，亚洲中部干旱区末次冰消期到全新世早期湖泊干涸，风沙沉积盛行，气候干旱（陈发虎等，2006）。虽然在全新世，例如 8 ka BP以来，气候变得相对湿润（陈发虎等，2006），但未使库姆塔格沙漠摆脱极端干旱的状况，即便在最湿润的全新世晚期，库姆塔格沙漠仍然为极端干旱气候；加之汉唐以后，特别是明清以来，由于绿洲灌溉农业和生活用水量剧增，致使疏勒河中下游水量减少，沼泽逐渐萎缩干涸，土地沙化日益严重，生态环境趋于恶化（郑国璋等，2006）。

所以可以认为，库姆塔格沙漠北部的线形沙丘形成于末次冰消期以来，总体上直线式向前发展。第 6 章对线形沙丘区东北部的雅丹地貌研究表明，其形成于全新世，约 8 ka BP以来，晚于线形沙丘的形成时间，也是库姆塔格沙漠全新世风沙环境发展的证据，说明线形沙丘区东部的集水区是逐渐缩小，退缩为现在的西湖湿地。图8-35显示，在不同区域沙丘的形成时间不同，反映了影响风沙地貌发育的风况、下伏地形等因素的区域差异，特别是突发性洪水的侵入对沙丘发育过程的影响，如在线形沙丘

区的东南部以及中部的部分区域出现受洪水影响的宽阔平地和沙砾碛。但这些因素并未从根本上影响沙丘的总体地貌格局和演化趋势，使得沙丘地貌格局记录了其形成时间的可靠信息。

需要指出的是，沙丘形成时间并不代表沙漠的形成时间，后者比前者要更老。在一个沙漠往往会出现多期沙丘形成和消失的交替。显然，这里所估算的沙丘形成时间代表最近一期沙丘形成事件。

8.3.3 结　　论

在本节我们尝试应用基于复杂系统自组织理论的地貌格局分析法分析了库姆塔格沙漠北部线形沙丘区的地貌格局参数，根据格局参数和 Ewing（2006）关于沙丘形成时间与地貌格局参数的关系估算了沙丘形成时间。结果表明，库姆塔格沙漠北部的线形沙丘形成于末次冰消期，虽然全新世以来该区气候变得相对湿润，但仍未摆脱极端干旱的气候环境，汉唐以来人类活动的影响更使到达库姆塔格沙漠的水量减少，使得库姆塔格沙漠北部的线形沙丘自末次冰消期以来总体上直线向前发展。沙丘形成时间的区域差异反映了影响沙丘发育因素的复杂性与区域差异性，但未从根本上影响地貌格局所记录的沙丘形成时间信息。所以，我们对沙丘形成时间的估算具有较好的可信度，在目前的测年技术尚无法解决沙丘形成时间问题时，地貌格局分析法不失为一种值得尝试的方法。

参　考　文　献

陈发虎，黄小忠，杨美临，等．2006．亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式水——以新疆博斯腾湖记录为例．第四纪研究，26（6）：881－887.

方小敏，赵志军，李吉均等．2004．祁连山北麓酒西盆地晚新生代磁性地层与青藏高原隆升．中国科学（D辑），34（2）：97－106.

冯绳武．1981．甘肃河西水系的特征与演变．兰州大学学报（自然科学版），（1）：125－129.

傅开道，方小敏，高军平等．2006．青藏高原北部砾石粒径变化对气候和构造演化的响应．中国科学（D辑），36（8）：733－742.

李吉均，文世宣，张青松等．1979．青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨．中国科学（D辑），（6）：608－616.

屈建军，廖空太，俎瑞平等．2007．库姆塔格沙漠羽毛状沙垄形成机理研究．中国沙漠，27（3）：349－353.

汪文先．1987．罗布泊及其临近地区地质发展简史．见：夏训诚主编．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社．60－67.

王树基．1987a．罗布泊及周边新构造运动的初步研究．见：夏训诚主编．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社．37－51.

王树基．1987b．罗布泊东部阿奇克干谷的成因问题．见：夏训诚主编．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社．60－67.

郑国璋，岳乐平，何军锋，等．2006．疏勒河下游安西古沼泽全新世沉积物粒度特征及其古气候环境意义．沉积学报，24（5）：733－739.

中国科学院《中国自然地理》编辑委员会．1981．中国自然地理．地貌．北京：科学出版社．43－53.

Bagnold R A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen.

Bourke M C, Ewing R C, Finnegan D et al. 2009. Sand dune movement in Victoria Valley, Antarctica. Geomorphology 109, 148—160.

Bourke M C. 2010. Barchan dune asymmetry: Observations from Mars and Earth. Icarus, 205: 183—197.

Close-Arceduc A. 1969. Essai d' explication des formes dunaires sahariennes. Etudes de Photo-Interpretation. Institut Geographique National.

Dong Z, Qu J, Wang X, et al. 2008. Pseudo-feathery dunes in the Kumtagh Desert. Geomorphology, 100: 328—334.

Ewing R C, Kocurek G, Lake L W. 2006. Pattern analysis of dune-field parameters. Earth Surface Processes and Landforms, 31: 1176—1191.

Grolier M J, Ericksen G E, McCauley J F et al. 1974. The Desert Landforms of Peru: A Preliminary Photographic Atlas. USGS, Flagstaff, AZ. 146.

Hallet B. 1990. Spatial self-organization in geomorphology: from periodic bedforms and patterned ground to scale-invariant topography. Earth Science Reviews, 29: 57—75.

Lancaster N. 1982. Dunes on the Skeleton Coast, Namibia (south west Africa): Geomorphology and grain size relationships. Earth Surface Processes and Landforms, 7: 575—587.

Lancaster N. 2006. Linear dunes on Titan. Science, 312: 702—703.

Long J T, Sharp R P. 1964. Barchan-dune movement in Imperial Valley, California. Geol. Soc. Am. Bull, 75: 149—156.

Pye K, Tsoar H. 1990. Aeolian Sand and Sand Dunes. Unwin Hyman Ltd. 396.

Qu J, Liao K, Zu R, et al. 2007. Study on the formation of feather-shaped sand ridge in Kumtagh Desert. Journal of Desert Research, 27: 349—353.

Rim M. 1958. Simulations by dynamical model, of sand tract morphology occurring in Israel. Bull. Res. Counc. Israel 7-G: 123—137.

Tsoar H. 1984. The formation of seif dunes from barchans—A discussion. Z. Geomorphol, 28: 99—103.

Wang E Q, Wan J R, Liu J Q. 2003. Late Cenozoic geological evolution of the foreland basin bordering the West Kunlun range in Pulu area: Constranints on timing of uplift of northern margin of the Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 108 (D8): 10.1029/2002JB001877.

Werner B T, Kocurek G. 1999. Bedform spacing from defect dynamics. Geology, 27: 727—730.

Werner B T. 1995. Eolian dunes: Computer simulation and attractor investigation. Geology, 23: 1107—1100.

第 9 章　风沙地貌图编制

在库姆塔格沙漠风沙地貌的研究中，编制出版了《1∶35 万库姆塔格沙漠地貌图》。本章全面总结地貌图编制的思路和技术。地貌图专题内容包含地貌类型、高度以及活动性等 3 层信息。地貌类型包括风成地貌、流水地貌、干燥剥蚀地貌、冰川冰缘地貌以及其他地貌等 5 大类，其中风成地貌是重点展示的内容。沙漠地貌图尽量应用现代计算机制图和数字化技术，对可以数字化的信息全部数字化。考虑到库姆塔格沙漠地貌类型、分布规律及其形成和演变的需要，选用的地理基础底图为 20 世纪 70 年代的 1∶25 万地形图，并以 1∶10 万地形图上作等高线和其他重要地理内容的补充。专题内容以 2000～2007 年的 TM 卫星数据为主，部分细节内容以 Google Earth 影像资料作补充。

地貌是反映地理环境的基本要素之一，地貌图是反映地表形态的外部特征、类型、形成以及地理分布的图，对于风沙地貌研究来说，地貌图是认识和研究沙漠最基本的图件，而且可以综合反映风沙地貌的成果。所以，我国以往在主要沙漠的考察与研究中都曾编制了风沙地貌图，如《塔克拉玛干风沙地貌图》、《巴丹吉林风沙地貌图》（朱震达等，1981；1992）等。屈建军等（2004）在国家自然科学基金项目“库姆塔格沙漠羽毛状沙丘形成机制”的资助下，曾编制出版了《1∶50 万库姆塔格沙漠图》，填补了库姆塔格沙漠专题图的空白。由于该图比例尺较小，所以反映内容不够详细，对深入研究库姆塔格风沙地貌成因和演变规律来说尚嫌不足。我们在库姆塔格风沙地貌的研究中，也尝试编制了《1∶35 万库姆塔格沙漠地貌图》。本章对地貌图进行编制工作，其目的有二：一是帮助读者全面直观地了解库姆塔格沙漠的风沙地貌类型、特征、空间分布规律及其与地理环境的关系；其二是为沙漠地貌图的编制提供一些有益的经验。

9.1　编图原则与要求

库姆塔格沙漠地貌图属于专题地图，与普通地图相比，其用途、内容、比例尺要求以及地图资料有很大不同，因此，其编制除了应遵循编制地图的一般原则外，还应遵循以下几条原则。

9.1.1　编 图 原 则

1. 科学性

库姆塔格沙漠地貌图的目的是揭示沙漠地貌的类型、形态学特征、分布规律和成

因，为深入研究风沙地貌提供基础资料，所以科学性是首先要遵循的原则。科学性包括两方面的内涵：一是遵循地貌学，特别是风沙地貌学基本理论。库姆塔格沙漠地貌图所要反映的地貌类型比较多，但风沙地貌类型是核心内容。虽然，目前风沙地貌学的研究理论整体上尚不成熟，但也有部分普遍接受的理论，如关于风沙地貌形成的必须条件、主要风沙地貌类型及其对应的风况等，风沙地貌图需要遵循这些较为普遍接受的理论。如根据风沙地貌学理论，风况、沙源供应和地表特征，如植被、起伏和其他障碍物是影响风沙地貌形成的几个主要因素，所以风沙地貌图应尽可能全面和详细地反映这些因素。二是对风沙地貌类型的识别也要遵循风沙地貌学理论，如根据形态特征及其发育的风况，库姆塔格沙漠北部所谓的羽毛状沙丘实际上是典型的线形沙丘。对于有争议的问题，要通过实地考察、分析、研究，总结归纳其共性和个性特征，将形成的正确科学认识展示在图上。如以往普遍认为，在库姆塔格沙漠北部有典型的羽毛状沙丘分布，实地考察和研究发现，以往基于遥感影像形成的羽毛状沙丘概念不够确切，所谓羽毛状沙丘的羽毛部分是地表沉积物反照率对比形成的遥感影像上的羽毛状图案或斑图，所以风沙地貌图应反映这些科学认识。

2. 综合性

我们编制的库姆塔格沙漠地貌图属于普通地貌图，目的是综合表示风沙地貌的形态特征、形态矢量、成因及其活动性等，因此是一种综合性的组合型地图。但是风沙地貌并不是独立存在的，与其他地貌和地理要素之间存在密切关系，所以地貌图既要反映风沙地貌的质量、数量特征和动态变化，又要反映其他要素对其可能的影响。库姆塔格风沙地貌发育在阿尔金山北部的倾斜洪积冲击平原上，所以，阿尔金山及其周边地区的地质构造特征、洪积冲击过程、北部罗布泊洼地的湖积过程、甚至阿尔金山的冰冻过程都会对风沙地貌的形成产生影响。地貌图要围绕风沙地貌，对其他地貌也要给予足够的展示。为了最大程度地满足风沙地貌的深入研究，地貌图要通过表示方法和图型的变化，使其成为能够表示多种要素或现象的多方面质量特征、数量特征及相互关系的综合型地图，以显示风沙地貌的总体特征和规律性。

3. 艺术性

地貌图的制作既是一门科学，又有丰富的艺术内涵。不同地图具有不同的艺术表现形式，风沙地貌图的科学内容也是通过它的特殊艺术形式表达出来的，艺术形式体现于地貌图的符号设计、色彩设计、图表设计、整饰和图面配置之中。符号务必设计得简洁、明确、形象、生动，具有系统性。色彩和晕纹的设计要符合人们对风沙地貌在认知上的习惯或能够获得合理的解释，相关内容能够以色彩的形式反映其逻辑上的关系。图廓、标题、字体、整体色彩等内容的整饰设计要使地貌图体现丰富的层次，使读者产生舒适、和谐的阅读感受。图面配置则要将风沙地貌置于图面的视觉中心，并与其他非主体内容的重轻配置、烘托关系安置得妥帖恰当。

4. 实用性

风沙地貌图是风沙地貌最佳的信息载体之一，编制库姆塔格沙漠地貌图不仅要从科学的角度客观地反映风沙地貌的分布、形成与发育的规律性及其动态变化，满足专门研究者的需要，而且要尽可能地为沙漠资源的开发利用、科学探险、旅游、风沙危害防治和周边地区生态环境建设等国民经济建设和生产实践服务，满足非专门研究者的需要。所以，实用性要求在不失其科学性的基础上，地貌图要尽量通俗易懂。库姆塔格沙漠地貌图通过以下途径来增强其实用性。

（1）风沙地貌分类既要充分参考国际风沙地貌学的分类研究成果，又要根据库姆塔格沙漠的实际，建立简单、明了的分类系统。

（2）在图例符号的设计中，尽量采用形象生动的符号，增强可读性。

9.1.2 编 图 要 求

遵循上述原则，我们对编图质量提出以下几点要求：

（1）采用的制图资料要准确、可靠和最新。

（2）科学内容的选择、分类、分级要能最大限度地符合区域特点，反映区域规律，以及各要素之间的内在联系和协调统一。

（3）所反映的内容要全面、层次清晰。

（4）对主要沙丘，特别是高度大于 30 m 的沙丘要定位表示。

（5）图例系统应具有科学性、逻辑性，符号系统要形象化。

（6）在做好各要素有机的制图处理后，达到内容丰富、色彩鲜明、主题突出、便于阅读、使用方便。

（7）为了便于对外交流，图名、图例和图中主要内容均需中英文对照。

（8）尽量包含数字化信息。

总之，要力争成为有影响的优秀地图作品。

9.2 地貌图设计

9.2.1 数 学 基 础

与其他类型的地图相比，库姆塔格沙漠地貌图的比例尺较大，所以数学基础设计主要包括两个方面，即地图投影的选择与设计和比例尺的设计。

1. 地图投影

根据区域大小的判断标准（黄仁涛等，2006），库姆塔格沙漠的区域范围仅是小范围，所以，选择投影时没有必要过多地从投影性质引起的变形大小去考虑。库姆塔

格沙漠地貌图的投影选择主要考虑两方面的原因：

（1）要求形状和面积正确。

（2）方便利用地形图的地理基础要素，实现专题内容的转绘。为此，选择高斯-克吕格投影。该投影是一种等角横切圆柱投影，没有角度变形，在六度带最大长度变形为＋0.14％，面积变形为＋0.27％。本图经差为 4°20′，选择该投影足以保证高精度量算要求，而且与底图投影一致，不存在资料拼接中投影转换的问题。

2. 编图比例尺

在确定《库姆塔格沙漠地貌图》的比例尺时主要考虑了两方面的要求：一是反映科学内容的要求；二是印刷纸张规格的要求。此外，还考虑到可获得资料的限制。制图比例尺越大，所反映的内容越详细，相应地要求印刷纸张也越大，而印刷纸张太大，往往会造成使用的不便。在综合考虑上述因素后，《库姆塔格沙漠地貌图》的比例尺被确定为 1∶35 万，使用 A_0 纸张印刷，制图面积 565mm×1 060mm。所以，虽然库姆塔格沙漠（包括党河以东的鸣沙山地区）最大范围为 39°07′50″～41°00′03″N 和 89°57′49″～94°54′08″E 之间，而实际制图范围为 39°00′～40°47′N 和 90°27′49″～94°52′E 之间。选择如此的制图范围主要基于以下几方面的考虑：

（1）像其他沙漠一样，库姆塔格沙漠与周边地区之间并没有明确的地理界限，特别是周边的一些小片沙漠不构成沙漠的主体，对其忽略不影响对沙漠特征的反映和认识。

（2）虽然一般认为，党河以东的鸣沙山地区不被认为是库姆塔格沙漠的组成部分，但鸣沙山地区是库姆塔格沙漠周边地区重要的人类活动中心，为了满足该区域生态环境建设的需求，《库姆塔格沙漠地貌图》将鸣沙山地区纳入制图区域。该比例尺和范围的地貌图可以基本反映库姆塔格沙漠的风沙地貌类型、沙丘高度、分布规律及其活动性等主要科学内容，是屈建军等（2004）《1∶50 万库姆塔格沙漠图》的重要补充和完善，是风沙地貌研究的重要成果。

9.2.2 符号与图例系统设计

1. 符号

地图中的符号是地图语言中最重要的部分。要客观地表达库姆塔格沙漠多种多样的风沙地貌及其他地貌类型，就必须设计相应的多种多样的图像符号。沙丘形态结构符号是构成库姆塔格沙漠地貌图的最重要特征要素，具有定性作用，在图上一般用棕红或深棕红色表示在第一平面。根据库姆塔格沙漠的地貌类型，在《库姆塔格沙漠地貌图》的编制中共设计了 13 种形态结构类型符号。除羽毛状斑图是库姆塔格沙漠独有的沙丘形态结构外，还在原有一般形态结构分类中，新添加了树枝状沙丘和反向沙丘。



图 9-1 《库姆塔格沙漠地貌图》图例系统
Fig. 9-1 Legend system for the Geomorphic Map of the Kumtagh Desert

不同的沙丘形态结构符号，往往是通过少数几种沙丘符号如新月形、沙垄、金字塔、沙堆、平沙地等沙丘符号，按照影像形态特征进行不同的交叉和组合来体现的，即通过沙丘符号的大小、密度、线画的粗细、弧度的变化以及排列方向来实现。不同沙丘形态结构符号，只有经过精心细致的描绘才能达到结构自然、生动活泼与影像特征相近似的效果。沙丘形态结构符号描绘是否合理和真实，决定于地图比例尺的大小、业务人员素质和技术水平的高低，用相同比例尺的卫星影像特征对照检查，便可一目了然。

2. 图例系统拟订

专题地图（地质图等少数除外）的图例系统不像地形图有统一的规范和要求，所以需要根据所编制专题内容的特点、目的和要求，有针对性地进行拟订。因没有规范的约束，所以为创新性工作提供了机遇。通过对制图区域的研究和编图资料的分析，初步设计图例及其符号系统，并在编图过程中进一步完善。图例符号系统在保证科学性、逻辑性的同时，也充分考虑了形象化和便于绘制的要求，力求使主题突出、内容完整及图面配置新颖、合理、清晰。

库姆塔格沙漠以风沙地貌，尤其是风积地貌（沙丘）占绝对优势，风沙地貌的形成与演化的主导营力是风力作用，但也与其他过程，如地质构造、冲积洪积作用、甚至冰川作用等有着密切的联系。为了全面反映库姆塔格沙漠风沙地貌及沙漠的形成与演化信息，《库姆塔格沙漠地貌图》在主要展现风沙地貌的同时，也尽可能比较全面地展现其他类型的地貌。地貌类型的确定尽可能与国家的有关标准保持一致，所以在多次讨论与修订基础上，确定了如下图例系统（图 9-1）。

9.2.3 图面配置设计

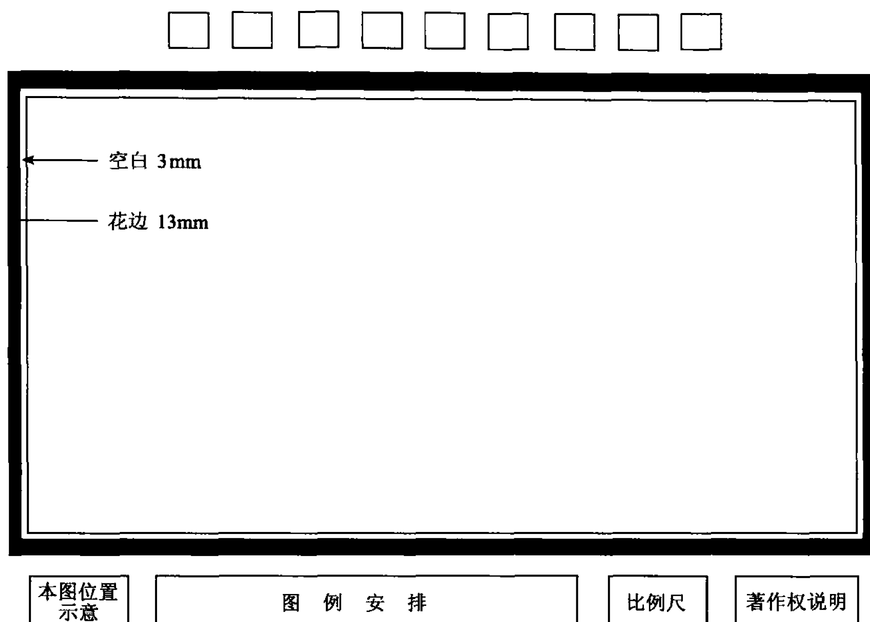
专题地图不仅要有好的内容，而且要有好的形式相配合，这主要体现在图面配置是否得体。图面配置主要指地图的主图及其辅助要素如：图名、图例、附图和图廓内外的文字说明等在图面上所占位置的大小和配置。结合《库姆塔格沙漠地貌图》的分布特点，决定主图内不放任何辅助要素，以保持图面内容完整性，加强主图内容与周围环境内容的内在联系和解读。图面配置如图 9-2 所示。

9.3 编图资料的使用

编图资料是成图的基础，决定成图质量和技术方法。

9.3.1 地理基础底图资料

地理基础底图资料是专题内容的骨架，具有定位和定向的作用，也是专题内容的



1. 制图范围：东经 90° 27'~ 94°52'，北纬 39°00'~ 40°47'。
2. 内图尺寸：565mm × 1060mm，使用 1200mm × 800mm 的大规格纸张。
3. 东西两边留白边 30~35mm。
4. 东西两侧规矩线必须在白边之外。
5. 图名 30 mm × 50mm，字间空 25mm，从中线安排，东西侧留 130mm。

图 9-2 《库姆塔格沙漠地貌图》图面配置

Fig. 9-2 Layout of the Geomorphic Map of the Kumtagh Desert

重要补充和说明。到目前为止，区域内只有 1：10 万（含数字版），1：25 万（含数字版），1：50 万 3 种地形图，1：25万和 1：50 万地形图均由 20 世纪 70 年代初 1：10万航测地形图分别编制而成。经分析，决定选用 1：25 万地形图作地理基础底图。一是接近成图比例尺，免去各种资料加工，节省工作量。二是内容全备，精度可靠。但个别内容如干河床，图上不仅稀少，而且不连贯，特别是古河道，地形图上是不表示的，两者均需根据卫星影像图的影像特征，并结合 1：10 万地形图上等高线进行合理补充和推测或将原有的干河床进行延伸。加强对干河床、古河道的表示，有利于对洪积平原、洪积冲积平原、湖积平原以及各种大小不同的洪积扇的形成发育、河道变迁、环境改变、对沙漠形成发育深刻的解读和指示具有重要意义。三是地理基础底图用等高线表示，地形对气温、降水的分布影响很大，对径流的大小影响也很明显，特别对风沙流场的形成、改变起决定作用，各种地貌类型界线划分与地形也密切相关。所以地理基础底图上表示等高线是必要的，但等高距的选取，既要考虑国家公开出版地图的规定，也要考虑专题内容的容量，使成图及图形清晰易读。经研究确

定，在海拔高程2 000 m以下，等高距为100 m；在海拔高程2 000 m以上，选择等高距为200 m。在较平坦地区，为使广大洪积平原、洪积扇等地貌特征表现更为明显，加密或保留50 m和100 m等高线。有个别图幅原等高距为40 m，还需内插100 m等高线，使之与全图统一。

9.3.2 专题内容资料

1. TM卫星影像

库姆塔格沙漠植被稀少，并且我们所编制的专题地图主要表现对象为地貌，所以对遥感影像的时相性要求并不像对反映其他要素如植被等那么严格。而且我们在对比了部分地段20世纪70年代的航片和2005年的QuickBird卫星影像后发现，30年前的沙丘形态现在仍然清晰可见。为了配合此次综合科学考察，科考队专门收集了2000～2007年的TM卫星数据，这些TM卫星数据可以满足地貌图编制的需要。依据经纬网进行小块拼接，利用野外测定点的经纬度进行纠正，制成1∶25万影像图。经与数字版拼接的1∶25万地理基础底图比较，在91°30′E以西，有一个系统的偏角误差外，其余图面均能密切套合，卫星影像图形清晰，色彩对比明显，十分有利于地貌类型判读和解译。但也因比例尺较小，个别沙丘形态或沙地与非沙地之间的界限比较模糊，则需要更大比例尺的影像进行补充和订正。

2. 谷歌地球(Google Earth)影像资料

经过浏览发现，可以从Google Earth提供的影像资料中得到部分地区或地段高分辨率的影像，而且这些影像能够在计算机上任意放大和缩小，图形比较清晰，色彩对比明显，现势性也更好，可作为影像图的补充和修订，更弥补了这次编图没有航空像片的不足。

根据Google Earth影像对卫星影像图修订时发现，20世纪70年代初拍摄的航空像片并绘制的1∶10万地形图，所反映的动态自然要素已经过时，这些信息毕竟已经过去30～40年，再用来编制专题图，显然已不符合现实状况了。如沙丘间宽阔的洪积平原，有些被沙丘覆盖，有些变成平沙地或者面积大大缩小，在山地与沙丘接壤地带，沙丘有了前移和扩大，有些地点还十分明显。有些戈壁滩上也出现沙丘和平沙地。对于这些具有时效性和不稳定的因素，也只能依据Google Earth影像进行对照修改。

9.4 编图过程和技术方法

随着计算机技术在地图编制中的应用，传统的地图编制工艺发生了很大变化，有的工艺被彻底淘汰，有的工艺被新技术完全取代，简化了编图程序，加快了成图过

程。通过调查研究和咨询，并在实践中不断完善，制定了《库姆塔格沙漠地貌图》编制工作程序（图 9-3）。

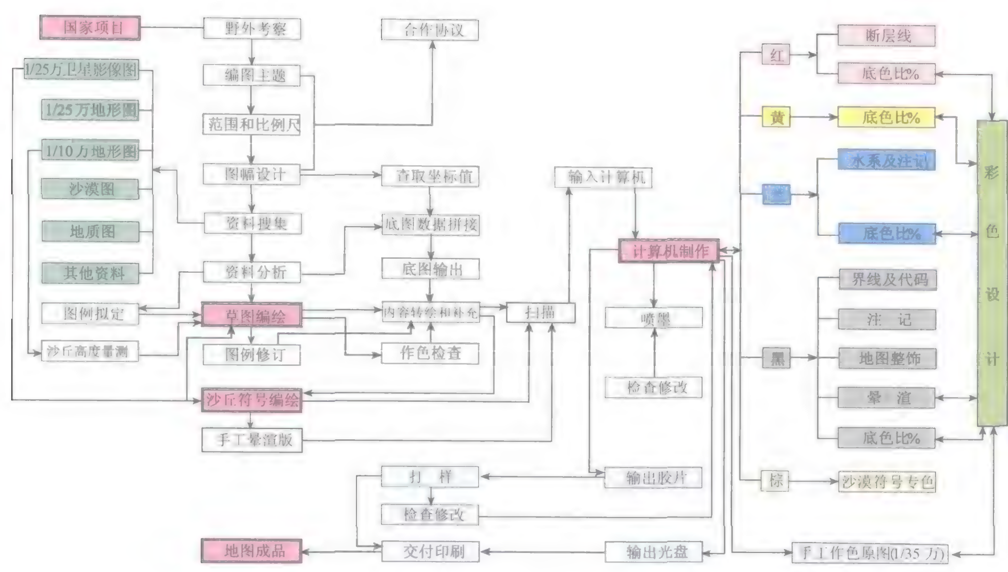


图 9-3 《库姆塔格沙漠地貌图》编图工作程序

Fig. 9-3 Working procedure for compiling the Geomorphic Map of the Kumtagh Desert

9.4.1 数字地图拼接

《库姆塔格沙漠地貌图》以表现沙漠地貌特征为主题，目的是便于研究各种类型风沙地貌的形态特征、动力过程、分布区域和数量差异等，要求图的面积和长度量测达到较高水平。

根据国家公开地图出版管理办法的规定，本图不得绘制经纬网和方里线。

《库姆塔格沙漠地貌图》以 1∶25 万地形图（数字版）作地理基础底图，共涉及 8 幅图（图 9-4），除了相互拼接之外，还有裁切图廓线的要求，两者分布情况如下（虚线大致表示图廓范围）：

地图相互拼接是保证数字基础的基本要求，既要符合投影规定要求，又要保证各要素之间无缝对接。为此，具体操作要求如下：

（1）严格按方里网格拼接，方里网格的拼接误差应控制在±0.1mm 范围之内。

（2）以 92°30′E 作中央经线，保持图形左右基本对称。

（3）东边图廓线以莫高窟作切线，向西量1 500 mm，作西边图廓线。

（4）北边沿中央经线 40°47′N 左右，向下量 790 mm，作南图廓线并注意底图内容的完整性。

（5）成矩形图廓后，图廓尺寸误差应控制在±0.2mm。对角线应控制在±0.3 mm范围之内。

（6）拼接和裁切后，输出1∶25万地形图，作正规地理基础底图，用作专题内容编绘。扫描后当作沙丘符号编绘控制用。

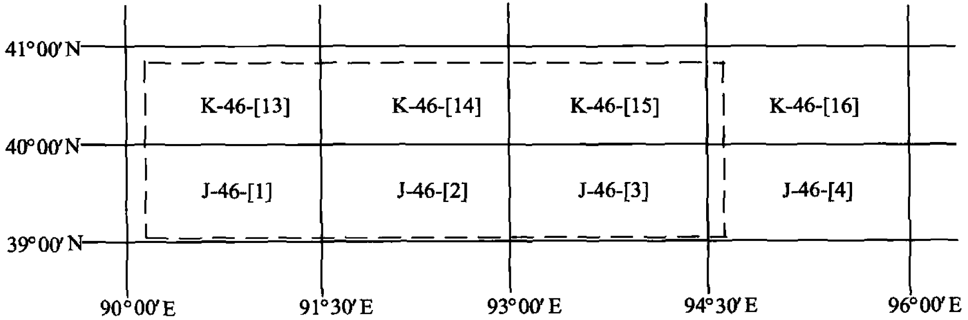


图 9-4 《库姆塔格沙漠地貌图》地理底图接图表

Fig. 9-4 Geographic base map sequence mosaics for compiling the Geomorphic Map of the Kumtagh Desert

9.4.2 沙丘形态结构符号的编绘

为了把沙丘形态符号编绘好，采取如下步骤和方法：

（1）沙丘形态符号图示。沙丘形态结构符号在计算机上是可以矢量化的，但变化太少，缺乏动感，并显得十分呆板；如果采用许多小块母片进行复制势必失去真实性。为此，决定将绘制完成的沙丘形态结构符号直接扫描输入计算机，经与相同颜色的要素进行拼合，再输出胶片，采用专色印刷。

（2）放大编绘试验。为了保证卫星影像图上沙丘形态特征更清晰，便于解读和绘制，沙丘形态符号放大成1∶25万绘制，再根据1∶25万卫星影像图编绘的沙丘形态结构符号，缩小成1∶35万成图。在正式编绘之前，有目的地做了小块实验，主要把最细线划、最小沙丘和最密集的沙丘符号绘制好，通过数码复印缩小为成图比例尺，其效果比较理想，各种沙丘符号均能反映出来，线条显得更为精细和光滑，符号动态感觉还是一样保留。

（3）塑料片的厚度。沙丘动态符号编绘是把涤纶塑料片蒙在影像图上绘制的，绘图面积为1 500 mm×790 mm，塑料片的大小为170mm×90mm，编绘沙丘符号时，塑料片不是固定不动的，而是要随时翻看底下的影像特征。所以，塑料片（0.03 mm）太薄，显得太软，操作不方便，而要选取一定厚度的塑料片（0.07 mm）来绘制，操作相对而言要方便得多。

（4）定位控制。过去在塑料片上绘制沙丘符号，是把底图图形翻晒在塑料片光面（蓝色），底图上图形与影像图上特征相同点位比较多，十分容易控制定位。当沙丘符

号绘制之后，把蓝图一擦，图形十分清晰。现在这种方法的工艺已被淘汰，塑料片上任何图形都没有的，如何来控制定位？为了解决这个问题，我们首先把塑料片蒙在地理基础底图上，在沙漠分布外围和分布内部适当绘制方里网的交叉点，前者多于后者，并把4个图角点绘制好；再用铅笔把底图上主要地物交叉点，沙漠内部干河床（要同时对照影像图）绘制出来；随后，把塑料片移动到卫星影像图上，根据铅笔线描绘的地物与影像图上的地物准确定位，可以局部进行，也可以大块准确定位；再把卫星影像图上的经纬网交叉点，适当描绘到塑料片上，于是塑料片便有许多地物和交叉点这样也就很容易定位控制了。当整体完成后，铅笔稿必须擦掉，以免扫描后留下不应有的痕迹。

(5) 沙丘形态符号描绘。根据沙漠分布特点，东西分布很宽，为作业方便，把影像图旋转90°之后，把影像图和塑料片精确定位，编绘从左上方开始，自左向右，小块（500 mm^2左右）逐步推进。在小块编绘之时，首先描绘高大沙山，再描绘高大沙丘，最后描绘小沙丘；小块沙丘描绘完成之后，把塑料片掀开，反复翻看，检查描绘的沙丘符号，是否同影像特征相符或者相近似；如果不符合，通过最后一次修饰，达到最佳效果为止。每当小块完成之后，编绘下一块时，一定要检查定位的准确性。一小块一小块，日复一日直至全部完成。

在沙丘符号描绘时，高大沙山和沙丘按沙脊线和形态轮廓特征定位描绘，能反映出高大沙山和沙丘的准确位置、相对大小和相对高度变化，低矮沙丘注重于符号配置的合理性。配置相应密度和大小不同沙丘的符号是不定位描绘。如在羽毛状斑图中，沙垄（即羽管）的长度和间距95%以上是定位描绘的，只有沙垄之间的浮沙片（即羽毛）是选择性配置，所以是不定位的。

库姆塔格沙漠高大沙垄之间的丘间洪积平原，特别在92°E以西，近似南北向，最宽处有5～7 km，一般的2～3 km，最窄的也有1 km多，原是阿尔金山的山前洪积平原，当沙垄形成之后，大多数变成自然的输沙通道，细沙吹走，粗沙留下，并夹有少量石块。这些粗沙在强风吹蚀下，形成低矮的沙丘（粗沙波纹或砾浪），质地较硬，沙丘方向基本与主风向垂直，形态各种各样。描绘时为避免突出，增加层次感，采用较细线划，选择性地定位或不定位描绘。

9.4.3 各种地貌类型界线的编绘

在沙漠地貌图上，通过上述不同沙丘形态结构符号的编绘，并以主色调表示在第一平面，往往能反映事物量的变化特征。不同的地貌类型界线，包括沙丘高度变化界线，往往反映事物的变化，是制图综合原则的重要环节，根据地图的主题性质，表示在第二平面。类型界线的编绘，同样是分步进行。

1. 沙丘相对高度量测

在《库姆塔格沙漠地貌图》中，沙丘相对高度分为5级，但其资料如何获得？现

在我们出野外考察，经常携带的是轻便的 GPS，在测量沙丘高度时一般有 10m 左右的局部误差。在谷歌地球图像上也可量测沙丘的长度、宽度和高度，但前两者比较精确，后者则不准确。唯一比较准确的只有利用航空像片，由专业人员在航测成图时测量的高程数据才是最准确的，可是，目前该地区再没有新的航空像片。所以我们诉诸 1∶10 万航测地形图，该图虽在 30～40 年前测绘，但仍是目前能确保沙丘相对高度量测准确的唯一依据。在 1∶10 万地形图上量测沙丘相对高度的原则：

（1）首先选择两个绝对海拔高程之差。

（2）选择绝对海拔高程与等高线之间的差（等高距为 20 m，仍有一定的误差）。

（3）一般不选择等高线之间的差。

（4）小于 30 m 的低矮沙丘，不符合上述条件均不量测。

在制图区域内，涉及沙漠的有 16 幅 1∶10 万地形图，共量测了 581 个点位，30～50 m的 56 个，占 9.6%；50～100 m 的 165 个，占 28.4%；100～200m 的 252 个，占 43.4%；大于 200 m 的 108 个，占 18.6%，其中大于 300 m 的有 6 个，占 3.8%。沙丘最大相对高度为 371 m，其次为 366 m。前者分布在 40°42′N 与 92°30′E 交叉点附近，后者则是鸣沙山最高点。

2. 草图编绘

把塑料片蒙在卫星影像图上，主要根据量测的沙丘高度，结合地形图、卫星影像特征，包括影像的长度、宽度和大小，色彩的对比以及多年的野外、室内的实践经验，细致勾划出每个类型图斑并逐个冠以代码。最后为非沙漠地区的类型界线的勾划，其内容有粗有细，流水地貌表现得比较细，图上分为洪积（倾斜）平原、洪积冲积平原、洪积冲积湖积平原、湖积平原。在罗布泊湖积平原上，区别风蚀残丘、盐碱地、盐壳、沙地和湖泊退缩痕迹。设色基于水分条件，图上出现浅蓝、浅绿和蓝绿，使色彩显得比较丰富，使得在这极端干旱地区的地图上出现了一点生机。

在广大山区，根据区域地貌特征，区别干燥剥蚀地貌和冰川冰缘地貌，两者区别比较大。前者根据地形特征和海拔高程划分出台地、丘陵、低山、中山和高山并加以代码注记，但为了在图上不得有喧宾夺主之嫌，把台地归并在丘陵之中，在设色上把丘陵和低山、中山和高山合并成两个颜色，以浅棕和棕红色表示。阿尔金山东段，虽有现代冰川分布但面积不大，但意义十分重要，是阿尔金山干旱与湿润交叉分布的过渡地带，依据冰缘地貌的存在过去的冰川分布面积和范围要大得多，这对分析南湖绿洲的存在以及多坝沟下游湾窑以西的宽广的洪积冲积湖积平原等提供了理论根据。以热量设色为原则，用紫红色表示。

3. 转绘

在类型界线编绘完成之时，把地理基础底图上需要补充的内容如干河床、古河道、罗布泊退缩痕迹以及断裂带等通过影像特征的解译，在塑料片上以不同的颜色表示出来，进行检查和修改，最后通过灯光，把塑料上所有内容转绘在地理基础底图

上。这幅地理基础底图除沙丘形态结构符号版外，事实上就成为放大编绘的原图。

9.4.4 半晕渲的绘制

地貌的表示方法很多，各种地貌表示方法都有其长处和不足，采用几种地貌表示方法，使它们相互取长补短，就能比较理想地表现地貌。地貌晕渲法主要应用在表示地貌为主或地貌是重要要素的地图上，其重要作用是加强地貌的立体感，提高地貌表示的直观易读性，塑造各种地貌的立体形态，丰富地图的科学内容。

根据《库姆塔格沙漠地貌图》编图目的和主题要求，仅仅采用等高线、沙漠符号和质底法表示，还不能把库姆塔格沙漠地貌分布特征、特点完全反映出来，故对高大沙山和山地进行晕渲处理，使沙山和山地显得更高，立体感更强，不仅丰富了地图的层次，更直观易读。

地貌晕渲是把塑料片蒙在绘制好的沙丘形态符号版上，用铅笔(HB)对高大沙丘（山）根据光源原理，进行手工绘制，再扫描输入计算机。山区利用已有软件，根据等高线数据生成立体模型，再依据立体模型生成阴暗明亮的多层次的地貌晕渲，两者在计算机上进行拼接达到有机衔接，成为整体。

9.4.5 计算机制作

计算机在《库姆塔格沙漠地貌图》编图中的应用，实质上是把传统的地图清绘过程和地图制版过程密切结合起来，在计算机上矢量化，淘汰以往常规制图中的分版刻绘法、透明注记剪切法、制版过程的手工撕膜法和各种翻版过程。再利用公开版的基础地理信息数据，则极大简化了地图编制程序，加速了成图过程。更值得一提的是，地图的修改、资料更新极为方便快捷。地图数字化主要有以下过程：

(1) 将 1∶25 万专题内容编绘草图、手工绘制的沙漠符号版、沙漠地貌手工晕渲版扫描，分别导入山海易绘（Ezmap2003 网络版）进行纠正、拼接并矢量化。

(2) 在山海易绘下创建符号库，对专题内容进行符号化。

(3) 将 1∶25 万基础数据库中的等高线及高程在 ArcGIS 中拼合，生成 Tin Lattice Grid 数据，并导入 ArcMap，调试出适合区域特点的晕渲模式，再在 Photoshop 中进行色调、亮度、对比度以及比较重要的透明度等调整，以达到良好的效果，将最终的晕渲导出为 Tiff 格式。

(4) 将上述各要素数据进行套合并加以必要的地图整饰。

(5) 彩色喷绘，得到彩色地图，经打样、检查和修改，发片交付印刷，完成地图计算机制作过程。

随着现代计算机制图技术的发展，地图包括地貌图的编制技术也在不断地发展，一些传统的制图技术与工艺不断地被新技术与新工艺取代，以致于使我们会产生如此的认识，即以手工绘制为主的传统地图编制工作已完全没有必要。我们通过编制《库

姆塔格沙漠地貌图》发现，在专题地图的编制中，目前仍然有计算机制图技术不可替代的传统方法，如地貌形象符号的设计。特别是要在客观形象地表现沙丘类型时，沙丘符号需要时时变化，否则沙丘类型不能生动地体现，地貌图的整体效果显得很呆板。所以我们认为，在专题地图的编制中要巧妙地将现代技术与传统方法结合起来，取长补短；既可以节约工作量，增加地图信息量，又不失其生动性。

参 考 文 献

黄仁涛，庞小平，马晨燕.2006. 专题地图编制. 武汉：武汉大学出版社.

屈建军，钟德才.2004.1：50万库姆塔格沙漠图. 北京：中国地图出版社.

朱震达，陈治平，吴正等.1981. 塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究. 北京：科学出版社.

朱震达，霍夫曼，杰凯尔，1992. 巴丹吉林沙漠风沙地貌图. 西安：西安地图出版社.

第 10 章　风沙地貌区划

作为风沙地貌研究工作的初步总结，本章尝试库姆塔格沙漠风沙地貌区划研究工作。在风沙地貌地域分异规律理论的指导下，提出综合分析与主导因素相结合、发生学以及多级序的区划原则。采用自上而下的顺序划分法，选择主导分异因素，提出了库姆塔格沙漠风沙地貌的两级区划系统。首先，根据下伏地貌的成因类型划出一级分区（风沙地貌区）。其次，根据沙丘形态特征划分出二级分区（风沙地貌亚区）。区划方案将库姆塔格沙漠划分为 7 个风沙地貌区、23 个风沙地貌亚区、并对各区和亚区的风沙地貌特征作了简要介绍。

地貌区划是根据地貌条件的相似性与差异性程度将所涉及的区域逐级划分或合并为不同次级区域的研究工作，是地貌学研究的重要内容和基础性工作，其意义可以概括为三个方面：①对区域地貌学的研究成果进行总结，更深刻地认识地貌的时空演变规律，揭示地貌与其形成发育环境的关系，是获取地貌知识的重要途径之一；②摸清各区地貌条件特征，为因地制宜地利用和改造地貌条件提供科学依据；③完善地貌学研究内容，促进地貌学研究的发展。所以，我国地貌学工作者自 20 世纪 30 年代就开始地貌区划研究工作，首先尝试将中国划分为不同的地貌区域（Li，1939）。50 年代至 60 年代，地貌区划的研究成果最多，主要是关于全国和部分省区的普通地貌区划以及服务于农业生产的农业地貌区划，与此同时，部门地貌区划也有一定的发展（沈玉昌等，1982）。90 年代以来，有些学者在遥感与地理信息系统技术的支持下，依据更丰富的信息进行地貌区划研究的尝试，提出了部分地区新的地貌区划方案（刘会平，1996；柴慧霞等，2009；刘芳圆等，2009）。但总的来说，现在关于地貌区划的研究趋于淡化。但是，地貌作为主要自然地理要素，与其他自然地理要素之间有密切的关系；在某些地区，甚至对其他地理要素具有控制作用。所以，地貌区划可以为其他区划，如作为当前研究热点的生态功能区划和自然灾害区划等提供重要的基础信息。风沙地貌是干旱区的主要地貌类型之一，中国风沙地貌分布区面积占国土总面积 1/6 以上，虽然自 20 世纪 50 年代开始，中国学者对中国的风沙地貌开展了广泛的研究，但关于风沙地貌区划，目前仅有塔克拉玛干风沙地貌的区划研究成果（朱震达等，1981），其他沙漠尚属空白。这是因为风沙地貌区划是高层次的集成研究工作，必须在对区域风沙地貌有深入全面研究的基础上才能进行，而中国目前关于区域风沙地貌的全面深入研究仅有塔克拉玛干沙漠。近年来，中国学者对库姆塔格沙漠风沙地貌进行了比较全面的考察和研究，发表了一系列研究论文（夏训诚，1987；屈建军等，2004a，2005，2007；刘虎俊等，2007；董治宝等，2008，2009a；Dong et al.，

2008；唐进年等，2009），编制出版了《1∶50 万库姆塔格沙漠图》（屈建军等，2004b）和《1∶35 万库姆塔格沙漠地貌图》（董治宝等，2009a），为风沙地貌区划研究奠定了较好基础。本章尝试研究库姆塔格沙漠的风沙地貌区划问题，目的是：①针对目前地貌区划理论和方法方面的研究较为薄弱，通过探讨风沙地貌区划的理论和方法问题，为相关的研究工作提供经验积累；②总结库姆塔格沙漠风沙地貌的研究成果，提出反映风沙地貌地域分异规律的认识性区划方案，获得关于该区风沙地貌的更深刻认识；③库姆塔格沙漠虽然自然条件严酷，但仍然具有潜在的开发价值，风沙地貌区划将为该沙漠的开发利用提供一些指导性的参考资料。

库姆塔格沙漠虽然在我国流动沙漠中属面积较小者，但影响风沙地貌形成与演变的因素比较复杂，时空变化明显，从而形成了复杂多样的风沙地貌（图 10-1、图 10-2）。与中国其他沙漠相比，库姆塔格沙漠的风沙地貌类型比较齐全，既有各种风蚀地貌，也有各种风积地貌。库姆塔格沙漠的地貌类型以风成地貌为主，而在风成

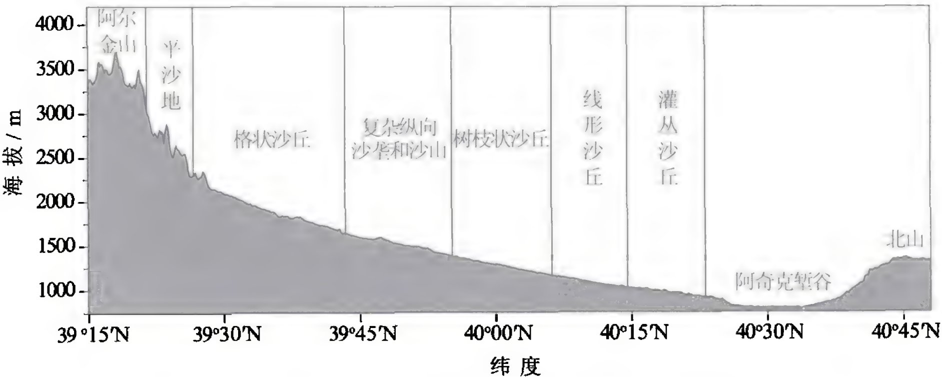


图 10-1　库姆塔格沙漠东西方向风沙地貌变化（40°N 沿线）

Fig. 10-1　A west-east geomorphic section of the Kumtagh Desert

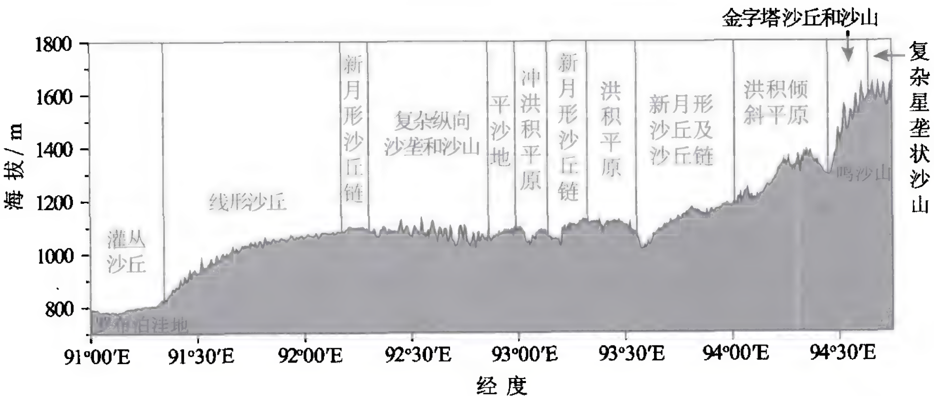


图 10-2　库姆塔格沙漠南北方向风沙地貌变化（92°E 沿线）

Fig. 10-2　A north-south geomorphic section of the Kumtagh Desert

地貌中又以风积地貌（沙丘）占绝对优势。由于气候极端干旱，年降雨量小于30mm，植物稀少，所以，除了沙漠边缘部分地区外，整个沙漠的沙丘都为流动沙丘。库姆塔格沙漠的主要风积地貌类型包括平沙地、灌丛沙丘、新月形沙丘及沙丘链、新月形沙垄、格状沙丘、反向沙丘、复合横向沙山、线状沙丘、树枝状沙丘、复杂纵向沙山、星状（金字塔）沙丘和沙山以及复合/复杂星垄状沙山等 12 种类型。沙丘类型自南向北、自沙漠边缘向沙漠内部趋于复杂。沙丘高度大多在 100m 以下，最高者可达 360m 多，其中 5～30m 高度者约占沙漠面积的 1/3。风蚀地貌包括雅丹地貌、戈壁及该沙漠特有的砾石体。沙漠东北部三龙沙地区发育有典型的雅丹地貌。戈壁大都分布于沙漠外围，在沙漠内部，特别是在偏南部地区，也有分布。

10.1 区划的理论基础

风沙地貌是沙漠自然地理环境的重要组成成分，与其他各组成成分之间存在内在的联系，它们长期相互制约，相互作用，形成独特的自然地理综合体，在沙漠地区，自然地理综合体的特征突出地表现在风沙地貌特征上。所以，像综合自然区划一样，作为部门自然地理区划的风沙地貌区划（郑度等，2008），其理论基础是地域分异规律。地域分异规律是指自然地理各组成成分及地理综合体沿确定方向在地球表层带有普遍性和必然性的水平分化。地域分异规律在不同范围区域内有着明显得差别，更具有不同的表现形式，即存在着不同等级的地域分异规律，如全球等级、大陆大洋等级、区域等级和地方等级的地域分异规律（刘胤汉，1990）。库姆塔格沙漠南北跨度小于 120km，东西跨度小于 350km，核心区范围则更小，整个沙漠气温和降雨的差异很小，纬度地带性和非纬度地带性规律不能够体现出来，地域分异是在纬度地带性和非纬度地带性相互作用趋于一致的背景下发生的，在性质上属于地方性地域分异。所以，地方性的地域分异规律是库姆塔格沙漠风沙地貌区划的理论基础。

地方性的地域分异要比其他大、中尺度的地域分异复杂得多，它既受大、中尺度分异规律的制约，又受地方性的小尺度分异规律影响，而且本身又有多种表现形式，甚至还直接或间接受到人类活动的影响。造成风沙地貌地域分异的因素包括风况、沉积物及地表起伏和地表覆盖状况，这四大因素的分异将导致风沙地貌的分异。导致库姆塔格沙漠上述四要素地域差异的因素有地面风场、构造运动、汇入本区的河流等。库姆塔格沙漠风沙地貌的地方性分异表现在以下几个方面：

(1) 构造运动所引起的分异。库姆塔格沙漠地区地处青藏高原西北的阿尔金山北麓，阿尔金山断裂系横贯全区，是强烈活动的构造带，新构造运动造就了南高北低的地势格局(屈建军等，2005)。沙漠北缘的断裂带形成陡坎，使沙漠以阿奇克谷地与北山分割，阻挡来自北山的洪流及其所挟带的沉积物进入沙漠，形成谷地的河湖相地层，构成雅丹地貌的基础。陡坎之上为西南—东北向倾斜的三级阶地面，自下而上分别发育了以线状沙丘、沙垄和星状沙山为主的风沙地貌。沙漠南高北地的地势，使发

源于阿尔金山的洪流向沙漠汇聚，为风沙地貌的发育提供物源，洪流向北切割沙漠，形成南部深入沙漠的洪积谷地和沙漠内部戈壁，形成了库姆塔格沙漠宏观带状格局。深入沙漠内部的洪流谷地把流沙分割为若干单元，阻隔和改变风沙运移路径，形成局地气流，最终影响风沙地貌的发育。

（2）地面风场所引起的分异。库姆塔格沙漠所处的地理位置及周围地貌决定了地面风场具有时空变化性。对沙漠地面风场时空变化具有重要影响作用的有高空环流形势、南部青藏高原的热力作用以及局地地形。曾晓青等（2009）在分析美国 NCEP（国家环境预测中心）/ NCAR（国家大气研究中心）1979 年 1 月 1 日至 2006 年 12 月 31 日 27 年地面 10m 高度的日平均风场资料后发现，库姆塔格沙漠地面风场空间和季节变化明显。全年综合平均而言，春夏季节，青藏高原热低压发展，气流向高原辐合，地处高原北部的库姆塔格沙漠出现上山气流——北风。秋冬季节，青藏高原冷高压形成，气流由高原向四周辐散，地处高原北部的库姆塔格出现下山气流——南风。春季，沙漠北部为偏北风，受阿尔金山地形的影响，气流向南运行发生分支，在途经沙漠过程中沙漠东部气流逐渐转变为西北风，中西部气流变为东北风，气流在沙漠南部变弱，南下气流在新疆、甘肃和青海 3 省（区）交界附近一分为三：其中一支向塔克拉玛干沙漠流去；一支顺势南下进入青海；另一支沿阿尔金山北侧向甘肃运动。夏季，北风得到加强，在沙漠东南部，风向由春季的西北风转为偏北风，整个沙漠盛行北风，北部的北风越过沙漠后变为东北风。秋季，沙漠北部西北风减弱，甚至消失，沙漠中南部出现明显的西南气流。冬季，沙漠中南部西南气流进一步加强，沙漠北部出现弱西南风。受地面风场的影响，自北而南，沙丘类型趋于复杂、高度增加。

（3）汇入本区河流所引起的分异。影响库姆塔格沙漠风沙地貌的河流几乎都是季节性河流。流入库姆塔格沙漠地区的河流可以分为四大水系：阿尔金山水系、疏勒河水系、北山水系以及罗布泊水系。在这些水系中，阿尔金山水系对风沙地貌的影响最大，其次是疏勒河水系。由于阿奇克谷地的阻隔，北山水系对库姆塔格沙漠的影响很小，罗布泊水系与库姆塔格沙漠风沙地貌的形成则几乎没有关系。但从地质历史的时间尺度考虑，北山水系及罗布泊水系仍有可能为库姆塔格沙漠风沙地貌的形成提供物质基础，如在偏北风的作用下，北山和罗布泊洼地的沉积物仍然可以到达库姆塔格沙漠，尽管其数量很有限。河流在风沙地貌分异中的作用主要有：首先，河流为风沙地貌的发育提供物质基础，在不同的沉积物基础上发育不同类型的风沙地貌。如在砾质洪积物和冲积物基础上将会发育戈壁，库姆塔格沙漠的戈壁主要分布在南北两山的山前洪积冲积扇上。在泥质湖相地层上发育雅丹地貌，库姆塔格沙漠的雅丹地貌主要分布在疏勒河下游沿岸和阿奇克谷地。在沙质沉积物上发育各种类型的沙丘。其次，河流使局地水分条件发生变化，再加上植物的出现，影响风沙运动，导致风沙地貌的差异。如在库姆塔格沙漠地区，灌丛沙丘主要分布在阿奇克谷地、疏勒河下游以及其他河流沿岸。河流的切割作用改变风沙地貌发育的下伏地貌基础，甚至形成独特的风沙地貌。如库姆塔格沙漠南部戈壁、河流切谷和沙丘相间分布的格局就是由发源于阿尔金山的洪流切割作用所致。

10.2 区 划 方 法

风沙地貌区划既是一项具体的实际工作，又是一项理论性比较强的工作。在区划中既需要有具体的方法，又需要有方法论作指导。区划方法包括区划的原则、依据、指标、区划等级单位系统及区划的命名等。

10.2.1 区划的原则

区划的原则是根据地域分异规律的理论和区划目的而提出的，是选取区划指标、建立等级单位系统的基础，因此，是区划研究中的重要理论问题之一。不同级别和不同目的的区划需要遵循不同的原则。在库姆塔格风沙地貌区划中，我们提出以下 3 条原则：

(1) 综合分析与主导因素相结合的原则。任何区域的风沙地貌都是区域自然地理环境的组成部分，其在一定的区域内不仅具有自身发展所形成的特性，同时也对其他自然地理要素的发展产生一定的制约能力。这就决定了风沙地貌在区域内不能单独存在，而是与其他自然地理要素相互联系、相互制约，共同处于一个要素链中的关系。其他要素发生变化必然导致风沙地貌的变化。反之，风沙地貌的变化也会导致其他要素的变化。所以，认识风沙地貌的地域分异特征必须综合分析与之相联系的其他自然地理要素的特征、性质，及其在风沙地貌形成与演化中的作用、地位及其变化规律。在综合分析的基础上，可以发现，在任何区域各要素所起的作用是不同的，尽管地域分异因素比较复杂，但仍然可以分辨出一个或几个起主导作用的因素，对区域风沙地貌特征的形成、不同区域的分异有着重要影响。其变化不仅使区域内部风沙地貌特征产生量的变化，甚至会引起质的变化。因此，在综合分析影响风沙地貌各要素的基础上强调主导因素的作用，正确评价与处理各要素在区域风沙地貌特征形成中的地位与作用的表现是非常重要的。

在具体的风沙地貌区划中，主导因素是便于操作的原则，所以辨识主导因素非常重要，因为主导因素是最明显的标志，而次要因素的作用往往不易辨识。在库姆塔格沙漠，影响风沙地貌的因素有风况、沉积物、下伏地貌以及植被等。但这些因素在不同区域和不同空间尺度上的作用不同。所以，在库姆塔格沙漠风沙地貌区划中，不同区域和不同区划级别，主导因素要有所不同。

(2) 发生学原则。形成过程是风沙地貌学研究的重要内容，所以风沙地貌区划要有助于对风沙地貌形成的认识。所谓发生学原则是指风沙地貌区域特征的形成，而不是整个区域的地质历史演化过程。风沙地貌区划工作遵循这一原则，就是要求保证所划分的区划地域单位在发生上具有相对一致性，包括发生条件的一致性、发生过程的一致性和发生过程中发生阶段的一致性。任何地貌区域单位都是在地域分异因素作用

下随时间发展的产物，它们都具有自己的发生一致性。因此，就产生了从时间的维度来认识地貌区域单位的必要性。

(3) 多级序原则。作为风沙地貌区划对象的区域风沙地貌存在着由大同到小异、有普遍到特殊的等级差异。风沙地貌区划单位在不同等级系统中所显示的相似性与差异性的程度自然也是相对的。区划单位的等级愈高，相似中的差异程度愈大；相反地，区划单位的等级愈低，相似中的差异程度也愈小。因此，对于风沙地貌区划单位进行划分时，就要按照风沙地貌区域的相似性与差异性程度，自上而下相似性逐渐浓缩，而差异性则逐渐淡消。只有按照一定的层次等级划分，才能明确不同等级区划单位之间的从属关系。

10.2.2 区划的具体方法

库姆塔格沙漠风沙地貌区划采用自上而下的顺序划分法。这种方法从理论上讲，是根据地域分异规律，在地貌相对一致的区域找出不一致的方面，从而根据前面所述的原则，选取相应的依据和指标进行次一级的划分。在综合分析与主导因素相结合的原则指导下，运用的具体方法是主导标志法，通过综合分析，选取反映风沙地貌地域分异主导因素的自然标志作为划定区界的主要依据。在多级序原则指导下，库姆塔格沙漠风沙地貌区划采用两级分区系统。首先，根据下伏地貌的成因类型划出一级分区；其次，根据沙丘形态划分出二级分区（亚区）。与朱震达等（1981）的塔克拉玛干沙漠风沙地貌区划一致。一级分区与二级分区的依据均体现了综合分析与主导因素相结合的原则和发生学原则。作为一级区划依据的下伏地貌成因类型实质上反映了风沙地貌形成的第四纪古地貌基础，它对覆盖其上的沙丘形成发育有着重要影响（朱震达等，1981）。下伏地貌的成因类型也反映了沙物质的沉积条件，从而为沙丘沙的物质来源提供线索。作为二级区划依据的沙丘形态乃是风和沙质地表相互作用并受周围自然条件影响的产物，沙丘形态和规模在很大程度上依赖于其形成动力过程与发育阶段。必须指出，风沙地貌区划是根据风沙地貌的相似性和差异性程度对地域进行逐级划分，所以必须清晰地理解“程度”的概念，程度寓意着，风沙地貌区划单位内部的相似性和区划单位间的差异性是相对的。例如，虽然根据沙丘形态特征划分出风沙地貌亚区，但亚区内部仍有不同类型的风沙地貌；在区划时，主要寻找那些占主导地位的突出特征。

与朱震达等（1981）的塔克拉玛干沙漠风沙地貌区划一样，库姆塔格沙漠风沙地貌区划采用“地理位置＋主导因素特征”的两段式命名方法。由于库姆塔格沙漠地名很少，这给地理位置的命名带来困难；对于大多数地貌区和亚区，我们只能选取就近的地名作参考。所以地貌区和亚区命名中所包含的地名仅是对地理位置的大致指示，准确的位置需要参阅地貌区划图。命名中的主导因素特征也是概括性的，反映的是最突出的特征。

10.3 区划方案

依据上述地域分异理论和区划方法，我们在《1∶35 万库姆塔格沙漠地貌图》的基础上，提出风沙地貌区划方案。该方案将库姆塔格沙漠划分为 7 个风沙地貌区和 23 个亚区（表 10-1、图 10-3）。各区特征简述如下。

表 10-1　库姆塔格沙漠风沙地貌区划方案

Table 10-1　Aeolian geomorphic regionalization schema in the Kumtagh Desert

风沙地貌区	风沙地貌亚区
Ⅰ. 金雁山前倾斜洪积冲积平原区	I_{1}. 小泉沟口以东密集新月形沙丘和沙丘链亚区
	I_{2}. 小泉沟以西新月形沙丘沙丘链和复合新月形沙山亚区
	I_{3}. 小泉沟-马尼图泉间沙丘宽丘间地亚区
	I_{4}. 金雁山麓密集低矮新月形沙丘亚区
	I_{5}. 金雁山前沙丘-戈壁相间亚区
Ⅱ. 卡拉塔什山前倾斜洪积冲积平原区	II_{1}. 三角滩以西以北高大沙山亚区
	II_{2}. 克孜勒塔格、卡拉塔格以北高大沙山亚区
	II_{3}. II_{2} 亚区以北复杂沙山亚区
Ⅲ. 多坝沟-大草滩北部剥蚀山地、残积洪积冲积区	III_{1}. 多坝沟东西高大沙山亚区
	III_{2}. 西土沟东西新月形沙丘、沙丘链、复合沙山亚区
	III_{3}. 多坝沟以西低矮沙丘戈壁亚区
	III_{4}. 多坝沟-西土沟间戈壁、低矮沙丘和灌丛沙丘亚区
Ⅳ. 敦煌残积洪积冲积区	IV_{1}. 鸣沙山以北戈壁绿洲亚区
	IV_{2}. 鸣沙山高大沙丘亚区
	IV_{3}. 鸣沙山以南戈壁亚区
Ⅴ. 疏勒河下游-西湖地区河湖平原区	V_{1}. 雅丹地质公园风蚀、雅丹地貌亚区
	V_{2}. 西湖地区戈壁灌丛沙丘亚区
	V_{3}. 疏勒河谷地戈壁雅丹地貌亚区
Ⅵ. 阿尔金山洪积冲积平原北部缓倾斜区	VI_{1}. 北部线状沙丘亚区
	VI_{2}. 小泉沟口以东新月形沙垄亚区
	VI_{3}. 梭梭沟东西新月形沙丘亚区
Ⅶ. 罗布泊南-阿奇克谷地湖积平原区	VII_{1}. 罗布泊以南灌丛沙丘亚区
	VII_{2}. 阿奇克谷地灌丛沙丘雅丹地貌亚区

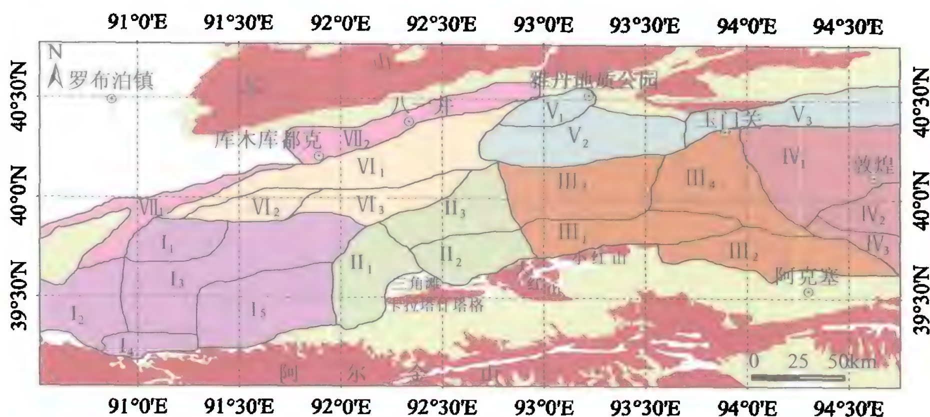


图 10-3 库姆塔格沙漠风沙地貌区划图

Fig. 10-3 Map of aeolian geomorphic regionalization in the Kumtagh Desert

10.3.1 金雁山前倾斜洪积冲积平原区（Ⅰ）

本区位于库姆塔格沙漠西南部（图 10-3），阿尔金山系金雁山北部自南向北倾斜的洪积冲积平原上。南界金雁山，北界约在 39°55′ N，西界为库姆塔格沙漠的西界，东界约在 92°02′E，分为 5 个亚区。

(1) 小泉沟口以东密集新月形沙丘和沙丘链亚区（$Ⅰ_1$）。该亚区位于Ⅰ区的西北角，北界约在 39°55′N，南界在 39°45′N 附近，西界到小泉沟口的低矮沙丘区，东界在 91°20′E 附近。沙丘密集，主要类型有新月形沙丘、沙丘链，还有复合新月形沙丘和新月形沙垄。沙丘高度在 30～50m 间，落沙坡方向一般在 SW210 °～320 °之间，反映北北东风为主导风向。斑块状的粗沙平地镶嵌在新月形沙丘、沙丘链以及新月形沙垄地中。但总体上，粗沙平地所占比例不到 20%。粗沙平地上有低矮稀疏线状沙丘发育。

(2) 小泉沟以西新月形沙丘沙丘链和复合新月形沙山亚区（$Ⅰ_2$）。该亚区位于Ⅰ区的西北端，小泉沟低矮沙丘区以西，东界大致在 90°56′E 附近，南界为金雁山，北部至库姆塔格沙漠边缘。东部沙丘密集，向西逐渐粗沙平地和戈壁。新月形沙丘和沙丘链高度一般在 5～40 m 间，粗沙平地上发育的新月形沙丘高度很低，在 2 m 以下复合新月形沙山的高度超过 100 m，最高者可达 200 m。新月形沙丘落沙坡的朝向具有南北差异。北部朝向 SW195°左右，自 39°30′N 以南，落沙坡逐渐转为东南方向，如在金雁山麓落沙坡朝向 SE120°，反映出本亚区风向北部以北北东风为主，而南部则以西北风为主。实际上，在整个亚区，西北风和北北东风是交替作用的，只不过相对强弱有南北差异。在上述两个主要方向风的作用下，在新月形沙丘链的基础上，形成了格状沙丘。新月形沙丘链脊部比较直，成为标准的横向沙丘或反向沙丘，说明在

该亚区还有西南风和东南风的作用。约在 39°26′N 以北为小泉沟洪积冲积平原区的低矮沙丘、粗沙平地和戈壁。沙丘高度一般在 10 m 以下，最低处沙丘高度一般小于 5 m。

(3) 小泉沟-马尼图泉间沙丘宽丘间地亚区（$Ⅰ_3$）。该亚区在 $Ⅰ_1$ 亚区以东以南、$Ⅰ_2$ 亚区以东，北界为Ⅰ区的北界，最南到达 39°21′N，最东可达 92°08′E。该亚区突出的特点是密集沙丘区和稀疏低矮沙丘区或粗沙平地在东西方向上呈犬牙式交错分布，低矮沙丘区和粗沙平地面积广阔。该亚区沙丘类型复杂，有新月形沙丘、新月形沙丘链、新月形沙垄、线状沙丘和树枝状沙丘等。库姆塔格沙漠的树枝状沙丘有 90%以上分布在该亚区中部 91°24′E 和西部 91°05′E 附近。地貌类型复杂可能是由于本亚区处于库姆塔格沙漠南北的过渡区。由于沙漠以南阿尔金山的存在，影响风沙地貌形成的因素出现明显的南北差异。首先是地面风场的差异；其次是南部受洪流切割作用影响显著，而北部则是相对单纯的风力作用，在南北过渡区的风沙地貌形成因素较为复杂。在密集沙丘区沙丘高度一般在 30m 以上，个别最高者可达 100m 以上，而在稀疏低矮沙丘区沙丘高度一般在 20m 以下，小泉沟沿岸发育的沙丘高度则小于 5 m。东部沙丘密集区的沙丘类型主要为新月形沙丘、新月形沙丘链，落沙坡朝向由北部的 SW220°逐渐转向，在南部朝向 SE110°。而稀疏低矮沙丘区的沙丘类型主要为线状沙丘。

(4) 金雁山麓密集低矮新月形沙丘亚区（$Ⅰ_4$）。位于 $Ⅰ_2$ 亚区以东，$Ⅰ_3$ 亚区以南，小泉沟在西部穿过。该亚区的主要特征是沙丘类型单一，新月形沙丘和新月形沙丘链占绝对优势，落沙坡朝向在 SE110°～SE130°之间，沙丘链脊部较直。在局部地方，如 39°16.6′N 和 91°10.3′E 附近，新月形沙丘链演化为格状沙丘。最普遍的是新月形沙丘链具有横向和反向沙丘的性质，表明该亚区具有多风向交替作用的地面风场。沙丘高度较低，南部边缘和小泉沟沿岸沙丘高度在 10m 以下，其余地方沙丘高度一般在 30～50m 间。

(5) 金雁山前沙丘-戈壁相间亚区（$Ⅰ_5$）。该亚区南部为阿尔金山系的组成部分金雁山，西南接 $Ⅰ_4$ 亚区，西边和北边均接 $Ⅰ_3$ 亚区。与 $Ⅰ_3$ 亚区的界线呈北东-南西走向。最西界 91°22′E，最东界 92°05′E，最北至 39°42′N。该亚区突出的特点是受其南部阿尔金山洪流作用的影响明显，该亚区以南的山前洪积扇发育，穿入沙漠的季节性河道较多，其中较大的如小白沟，形成高大沙山区、低矮沙丘区、粗沙平地和戈壁犬牙式交错分布的格局，所以兼具风积和风蚀地貌，库姆塔格沙漠的内部戈壁 89%以上分布在该亚区。高程变化大，南部海拔2 000 m左右，而北部海拔1 400 m左右。沙丘类型以新月形沙丘、新月形沙丘链以及复合新月形沙山为主，北部有少量的新月形沙垄和线状沙丘发育。高大沙丘区以复合新月形沙丘为主，有少量星状沙山，60%以上的高度一般在 100～200m 间。低矮沙丘区的沙丘高度一般小于 5 m，少数超过 10 m。

10.3.2 卡拉塔什山前倾斜洪积冲积平原区(Ⅱ)

本区位于库姆塔格沙漠南部（图 10-3），阿尔金山系的余脉卡拉塔什山和大红山北部自南向北倾斜的洪积冲积平原上。南界卡拉塔什山和大红山，最北达 40°10′N，西边接Ⅰ区，东界约在 92°56′E，梭梭沟自南向北穿越本区。本区分为 3 个亚区。

（1）三角滩以西以北高大沙山亚区（$Ⅱ_1$）。该亚区位于Ⅱ区西部，三角滩以北以西，东界为梭梭沟。突出特点为沙丘连绵高大，主要沙丘类型有复合横向沙山、横向沙丘以及新月形沙丘等。除北部边缘和镶嵌在内部的局部低矮沙丘区沙丘高度小于 30 m 外，沙丘一般比较高大，约 60%的区域沙丘高度在 100～200m 间；梭梭沟沿岸沙丘最高，可达 200m 以上，是库姆塔格沙漠沙丘最高的地方之一。横向沙丘和沙山具有反向沙丘的特点，甚至在许多地方出现格状沙丘，说明该区的风况比较复杂，但各方向的风是有规律地交替。格状沙丘有时与星状沙丘难以区分，两者是同一个对象的不同侧面。例如，经常发现，四臂星状沙丘的四个臂在正交的情况下就构成格状沙丘的梁，这些梁往往没有明显的主次之分。由该亚区的沙丘类型可以推断，格状沙丘和星状沙丘都是在多风向作用下形成的，但格状沙丘的风向组合则更具规律性。格状沙丘常和反向沙丘相伴出现。所以，似乎可以归纳出这样一个模式：新月形沙丘—新月形沙丘链—反向横向沙丘—格状沙丘。在风向变化与组合规律性较差的情况下，格状沙丘就不典型，只能称之为星状沙丘。

（2）克孜勒塔格、卡拉塔格以北高大沙山亚区（$Ⅱ_2$）。该亚区位于克孜勒塔格山、卡拉塔格山以北，$Ⅱ_1$ 亚区以东，西界为梭梭沟，东界为Ⅱ区的东界，最北至 39°50′N。该亚区的突出特点是沙丘连绵高大，以星状沙山为主，三臂星状沙山又称作金字塔沙山，是由于该亚区南边紧邻卡拉塔格山和克孜勒塔格山，并且有克孜勒塔格山与卡拉塔什塔格山之间的谷地，地面风场，特别是风向复杂。在整体以星状沙山为主的背景下，也有复合新月形沙山分布。在其他沙漠，如巴丹吉林沙漠，也存在类似本区星状沙山和复合新月形沙山相伴出现的情况。这似乎表明，星状沙丘与新月形沙丘在发生学上的联系，前者是在后者的基础上演变而来。该亚区 60%以上的沙山高度大于 200 m，是库姆塔格沙漠高大沙山集中分布区之一。

（3）$Ⅱ_2$ 亚区以北复杂沙山亚区（$Ⅱ_3$）。该亚区位于$Ⅱ_1$ 亚区的东北方向，以一条北东—南西走向的界线与Ⅴ区（阿尔金山洪积冲积平原北部缓倾斜区）相接，南部以另一条近乎东—西向的界线与$Ⅱ_3$ 亚区相连。该亚区的主要特点是高大沙山区与低矮沙丘区犬牙式交错分布。高大山类型有星状沙山、复合新月形沙山及复杂星垄状沙山等，反映了该亚区的风况也是比较复杂的。如前所述，本亚区尽管据南部的卡拉塔什塔格、克孜勒塔格、卡拉塔格等山较远，但是处于南部受阿尔金山影响的风系和北部风系的过渡区域，所以地面风场仍然是复杂的。高大沙山的高度大都在 100 m 以上，也有处于高大沙山与低矮沙丘区的过渡区域，沙丘高度在 30～100m 间。低矮沙丘区

沙丘高度在20m以下，主要类型有线状沙丘和新月形沙丘为主，愈往北线状沙丘愈典型，反映出向北部的冲积平原北部缓倾斜区过渡的趋势。

10.3.3 多坝沟剥蚀山地-大草滩北部残积洪积冲积区(Ⅲ)

本区是库姆塔格沙漠主体沿阿尔金山系支脉向东延伸部分，以南为广阔的阿尔金山山前洪积扇，浅沟纵横，扇面切割破碎。东至94°46′E，以党河为界。北部达西湖地区和疏勒河下游谷地，最北可至40°15′N附近。该区在发生学上的一致性是由于几条重要河流，如多坝沟、催木头沟和西土沟等及其分叉河道的存在，洪积扇和洪积平原十分发育，流沙覆盖在洪积物或在距山较近的地方，覆盖在剥蚀山地和残积坡积物上。河道附近的洪积扇和洪积平原切割破碎。本区风沙地貌的突出特点是类型复杂、南北差异大、高差大，受流水影响明显。分为四个亚区。

(1) 多坝沟东西高大沙山亚区（$Ⅲ_1$）。该亚区以多坝沟为中线向西向东分别延伸约45 km，西接Ⅱ区，东界抵93°58′E，南部以阿尔金山北支脉为界，北界约在39°57′N附近。呈东西长、南北窄的长条状，东西长约90km，南北宽约15km。该亚区的特点主要有：首先是受河谷切割形成不连续的几块流沙覆盖区，多峡谷。自西向东有龙沟、小多坝沟、多坝沟和催木头沟等自南向北穿过该亚区。其次是南北高差大。南部最高处海拔高度可达1 900m，而北部低处在1 300m左右，15km的范围内高差达600 m，这对相对平坦的库姆塔格沙漠来说，算是落差较大者。其三是沙丘高度一般较大。大部分地方沙丘高度大于100 m，沙丘高度大于200 m的面积约占1/4。其四是沙丘类型复杂。边缘沙丘类型简单、低矮，主要为高度小于30m的新月形沙丘和沙丘链，落沙坡朝向一般为SE100°～SE110°间，反映北偏西风的作用。南部山麓发育爬坡沙丘，多为片沙和低矮的新月形沙丘和沙丘链。该亚区主体沙丘类型为星状沙山、复杂星状沙山、复杂星垄状沙山，是库姆塔格沙漠沙丘最复杂的地区。复杂沙山上叠置不同类型的沙丘，组成美丽的图案，使该亚区也成为库姆塔格沙漠最绚丽多彩的地方。如有脊锥状、树枝状、笤帚状、梳妆以及其他有趣的图案。叠置在复杂星状和星垄状沙山上的沙丘类型主要有横向沙丘、新月形沙丘、格状沙丘等。复杂星状沙山的连接处有横向沙丘、格状沙丘等。该亚区复杂高大的沙丘类型提供了这样的线索：地面风场比较复杂，但西北风较强，其他较强的风向有东北风和东南风。偏北风将北部戈壁的沙质沉积物向南运移，受阿尔金山支脉山系的阻挡而沉积。但因Ⅲ区以北西湖和疏勒河下游水分条件较好，植被较多，所能提供的沉积物有限，导致该亚区流沙覆盖区较窄。所以该亚区的沙源仍然主要是阿尔金山前的洪积冲积物。

(2) 西土沟东西新月形沙丘、沙丘链、复合沙山亚区（$Ⅲ_2$）。该亚区在$Ⅲ_1$亚区以东，南部与阿尔金山之间有宽阔的洪积扇，西土沟穿过其中。由于远离阿尔金山，所以地面风场较为简单，相应地，沙丘类型也比较简单。主要有新月形沙丘、新月形沙丘链、横向沙丘以及复合新月形沙山等。边缘地带及西土沟沿岸以低矮新月形沙丘

为主，高度一般在 30 m 以下，新发育的沙丘高度在 5 m 以下，流动性较强，落沙坡朝向一般在 SE110°～SE140°间，反映该亚区的主导风向为西北风。在西土沟东西两侧的区域发育有连片面积较大的格状沙丘，格状沙丘的副梁表明，在该亚区东北风也较强。复合新月形沙山分布在该亚区偏东地区，敦煌-格尔木公路从东部穿过，沙山高度超过 100m，沙山走向约为 NE50°～SW230°，反映西北风为主导风向。复合新月形沙山上叠置的次级新月形沙丘高度一般在 100m 以下。在复合新月形沙山分布的区域，比较少见格状沙丘，说明东北风不够强，同时也说明西土沟两侧区域格状沙丘的形成与西土沟谷地对地面风场的影响有关。

(3) 多坝沟以西低矮沙丘戈壁亚区（III_3）。该亚区位于III_1 亚区以北、多坝沟以西的洪积平原上，北邻西湖地区，西接II_3 亚区。该亚区的风沙地貌以戈壁为主，流沙覆盖区呈南北向延伸的条带镶嵌在戈壁滩上，其中主要沙丘类型为低矮新月形沙丘和沙丘链和横向沙丘，高度一般小于 10m，落沙坡朝向 SE110°～SE120°间，反映西北风为主导风向。较高大的沙丘有向格状沙丘演变的趋势，甚至出现少量的格状沙丘，说明东北风对该亚区沙丘的形成也起重要作用。该亚区流沙覆盖面积较少的原因是偏北风将沙质沉积物向南吹蚀，而北侧的西湖地区很少提供沙源补充。

(4) 多坝沟-西土沟间戈壁、低矮沙丘和灌丛沙丘亚区（III_4）。该亚区位于III_1 亚区以北、多坝沟以东，北达阿奇克谷地，南部东界大致为西土沟洪积冲积平原区，抵党河水库附近，北部东界大致在玉门关东。与III_3 亚区相比，该亚区以流沙覆盖区为主，戈壁将流沙覆盖区分为南北两片，北片为灌丛沙丘区，高度小于 5 m，大都在 1～3 m 之间，后坑和玉门关附近有斑块状湿地镶嵌其中。南片沙丘主要为新月形沙丘、新月形沙丘链及横向沙丘，高度一般小于 10 m，落沙坡朝向 SE120°～SE150°间。

10.3.4 鸣沙山残积洪积冲积区(Ⅳ)

该区位于库姆塔格沙漠东部，西接西土沟洪积冲积平原，属于党河流域的洪积冲积区，有宽阔平坦的戈壁、流沙覆盖区和敦煌绿洲，著名的鸣沙山月牙泉风景区位于该区。实际上，该区不属于真正的库姆塔格沙漠，一般认为库姆塔格沙漠的东界为党河流域。但为了研究的完整性，库姆塔格沙漠的风沙地貌区划仍将该区纳入。该区分为 3 个亚区。

(1) 鸣沙山以北戈壁绿洲亚区(IV_1)。该亚区位于鸣沙山以北，北邻疏勒河谷地，西至西土沟洪积冲积平原区和玉门关。该区东部为敦煌绿洲，绿洲外围有湿地，盐渍化严重，发育灌丛沙丘。大致在七里镇以西，皆为戈壁，戈壁面广阔，平展，为党河洪积冲积平原。

(2) 鸣沙山高大沙丘亚区(IV_2)。该亚区位于敦煌绿洲和党河以南，西端为党河水库，东与三危山、火焰山等山地相连，自西南向东北绵延长约 45km，海拔约为

1 700m左右，最大相对高差超过 300m。该亚区沙丘类型比较复杂，主要有星状沙山、复杂星状沙山和星垄状沙山以及分布较少的新月形沙丘和横向沙丘。叠置在复杂沙丘上的次级沙丘多为格状沙丘，也有横向沙丘。该亚区北部为简单金字塔沙山。复杂高大沙山间有横向沙丘和格状沙丘发育。除了南部及东部边缘沙丘高度小于 30 m外，该亚区的沙丘整体比较高大，高度一般均在 100 m 以上，在月牙泉以南，沙丘高度在 200m 以上。著名的莫高窟和西千佛洞分别位于该亚区的东端和西端。该亚区风沙地貌的研究工作，特别是关于金字塔形沙丘及沙丘移动及其防治方面的研究已经较多。我们在前面讨论其他地貌区的星状沙山和沙丘时，曾反复指出，星状沙山是多风向的产物，但缺乏实测风况资料的证实。莫高窟长期气象观测记录表明，鸣沙山亚区冬季盛行偏西风，春季和夏季盛行东北风，西北风次之，秋季则盛行西北风，东北风次之，全年都有当地山风偏南风。

(3) 鸣沙山以南戈壁亚区（IV_3）。在IV_2 亚区以南，西北为党河洪积冲积戈壁，冲沟切割较强。东部为流沙覆盖区，其上发育低矮（高度小于 5m）的新月形沙丘。

10.3.5 疏勒河下游-西湖地区河湖平原区（Ⅴ）

该区位于研究区的东北部，也不应属于库姆塔格沙漠，但对库姆塔格沙漠的形成有重要影响，所以也纳入库姆塔格沙漠风沙地貌区划的范围。该区西起西湖湿地的卡拉齐，东至党河与疏勒河汇合处冲积三角扇的东界，东西延长约 180 km，主要风沙地貌类型有风蚀地貌（戈壁、雅丹地貌）和灌丛沙丘。该区分为 3 个亚区。

(1) 雅丹国家地质公园风蚀、雅丹地貌亚区（V_1）。该亚区包括三垄沙雅丹及其临近的戈壁及风蚀粗沙平地。三垄沙雅丹分布区是我国最为典型和壮观的雅丹分布区之一，是罗布泊地区雅丹的重要组成部分，其东西长约 10 km，南北宽约 10 km，发育于浅棕色泥岩和砂岩互层的基础上，高 15～20m，长 200～300m 不等。该雅丹地貌区有南北两片，北片走向 NNE10°-SSW190°，南片走向近乎东西。在如此小的范围内，雅丹的走向差异如此明显，说明流水作用在该区雅丹地貌的形成过程中曾经起了重要作用，风力作用是在流水形成的轮廓基础上进行再塑造，即郦道元《水经注》中所说的“淦其崖岸，余留风吹”。即使在雅丹发育的现代过程中，流水，特别是暴雨和洪水仍然发挥着重要作用，因为雅丹地貌体上布满流水痕迹。三垄沙雅丹以北和以东为风蚀戈壁，表面平坦，是来自北山的洪积物，西部为流沙覆盖区边缘的粗沙平地，又称细戈壁。

(2) 西湖地区戈壁灌丛沙丘亚区（V_2）。该亚区西起哈拉齐，东至后坑，延伸约 80km。西湖既是疏勒河的终端湖，又是多坝沟、催木头沟和西土沟等的终端湖，所以该亚区风沙地貌受两个水系的影响。风沙地貌类型主要为戈壁、灌丛沙丘和分散的雅丹地貌。哈拉齐以西流沙覆盖在西湖地区湖积平原上，形成具有巨型沙波纹或砾浪起伏的粗沙平地或细戈壁。

(3) 西湖地区戈壁灌丛沙丘亚区（V_3）。本亚区自后坑溯疏勒河谷地向东延伸，之所以将该亚区与西湖地区戈壁灌丛沙丘亚区分开，是因为该亚区只受疏勒河的影响。河谷中间为盐碱地，向两侧逐渐过渡为灌丛沙丘和戈壁，在哈拉诺尔以东，党河与疏勒河交汇处的三角扇东西两侧有较大面积的雅丹地貌分布。

10.3.6　阿尔金山洪积冲积平原北部缓倾斜区（Ⅵ）

该区位于哈拉齐和雅丹地质公园以西，北邻阿奇克谷地和罗布泊洼地，向西一直延伸至小泉沟口，是库姆塔格沙漠主体的3个主要组成部分之一；另外两个组成部分为Ⅰ区和Ⅱ区。库姆塔格沙漠的下伏沉积物主要来自南部阿尔金山的洪积冲积物，即阿尔金山前的倾斜洪积冲积平原，倾斜洪积冲积平原自南向北趋于变缓，所以下伏地形受洪流的切割愈来愈弱。另外，地面风场受阿尔金山的影响也较南部弱。所以，本区的特点是流沙连绵覆盖，相对于其他区域，沙丘类型比较简单。该区分为3个亚区。

(1) 北部线状沙丘亚区（$Ⅵ_1$）。该亚区位于库姆塔格沙漠的西北部，东北端为雅丹国家地质公园，向西南延伸至小泉沟口，自东北向西南逐渐变窄。该区相当于所谓的“羽毛状”沙丘区。线状沙丘走向比较一致，约为NE50°-SW230°，延伸很长，最长者绵延数十公里，丘间地宽阔平坦。自东北向西南方向，沙丘高度逐渐增加。约以40° 00′N为界，北部沙丘一般高度小于30m，而南部一般大于30m，丘间分布由不同反照率沉积物形成的明暗相间的条纹。虽然整体上比较平坦，但丘间地并非绝对平坦，高低起伏形成所谓的沙埂。正如我们在关于所谓的“羽毛状沙丘”的争论中指出，沙埂与明暗相间条纹的对应关系是该亚区沙丘研究的关键问题，通过这一问题的研究可以回答，以往“羽毛状沙丘”的概念是否妥当。在40° 00′N以北，自沙漠边缘向沙漠内部线状沙丘间距变宽，即愈来愈稀疏。而在40° 00′N以南，则出现相反的趋势。关于该亚区沙丘形态学在关于“羽毛状沙丘”的讨论中有详细的介绍与分析（董治宝，2009b）。

(2) 小泉沟口以东新月形沙垄亚区（$Ⅵ_2$）。位于Ⅵ区西南部，在北部线状沙丘亚区的内侧，最西端几乎至小泉沟口，南部与Ⅰ区接壤。所以，该亚区沙丘形态出现过渡特征，反映风向较之于北部的$Ⅵ_1$亚区更加复杂，但没有宽阔的丘间低矮沙丘和粗沙平地，这是与其南边Ⅰ区的主要差异。沙丘类型以新月形沙垄为主，延伸的垄臂一般在西北侧。新月形沙垄的落沙坡朝向SW230°，与北部$Ⅵ_1$亚区线状沙丘的走向一致。在新月形沙垄之间也常有线状沙丘发育，走向与北部线状沙丘亚区线状沙丘的走向一致，垄间有明暗相间的条纹分布。这种新月形沙垄和线状沙丘同时出现的格局也反映了该亚区的过渡性。该亚区的沙丘高度一般在30～100m间。

(3) 梭梭沟东西新月形沙丘和线形沙丘亚区（$Ⅵ_3$）。该亚区位于$Ⅵ_2$亚区以东，南部与Ⅰ区接壤，风沙地貌表现出过渡性质，沙丘类型较北部线状沙丘亚区复杂。沙

丘类型有线形沙丘、新月形沙丘链、横向沙丘以及格状沙丘等。线形沙丘的走向与新月形沙丘和沙丘链的落沙坡朝向一致，一般为 NE40°～SW220°。高大沙丘区与低矮沙丘区在本区呈犬牙式交错分布，前者沙丘高度在 30～100m 间，而后者沙丘高度在 5～30 m 间。按照一般的风沙地貌动力学理论，形成线形沙丘和新月形沙丘的风况有很大的不同，但在该亚区且能共同存在，这是值得探讨的问题。我们推断两个因素促成上述现象：一是多风向的风况；二是风向的有规律变化，在本亚区可能是有规律的季节性变化。

10.3.7 罗布泊南-阿奇克谷地湖积平原区(Ⅶ)

本区位于库姆塔格沙漠主体以北，实际上已不属于库姆塔格沙漠，仍然是为了保持区域的完整性，将其纳入库姆塔格沙漠风沙地貌区划。该区的主要风沙地貌包括镶嵌在盐碱地上的灌丛沙丘和零星的雅丹地貌。在偏北风的作用下，该区的沉积物向南移动，成为库姆塔格沙漠的沙源，尽管其量与来自阿尔金山的洪积冲积物相比微不足道，但对库姆塔格沙漠风沙地貌的形成仍然具有影响作用。该区分为两个亚区。

(1) 罗布泊以南灌丛沙丘亚区（$Ⅶ_1$）。该亚区自库姆库都克向西南一直延伸至小泉沟与罗布泊汇合的洪积三角扇的西界，北边为罗布泊洼地的盐碱地。该亚区的主要风沙地貌有灌丛沙丘，此外在局部地区有少量的斑块状雅丹地貌和戈壁发育，愈往西，灌丛沙丘愈稀疏。所以，在条件严酷的库姆塔格沙漠和罗布泊地区，该亚区通行条件良好，既无北边盐碱地形成的坚硬盐壳之患，也无南边库姆塔格沙漠流沙区流动沙丘的阻挡，所以是罗布泊地区旅游探险所选路线之一。

(2) 阿奇克谷地灌丛沙丘雅丹地貌亚区（$Ⅶ_2$）。自库姆库都克向东北方向一直延伸至雅丹地质公园的西界，北界为北山山前洪积扇。主要风沙地貌类型有分布于盐碱地周围的灌丛沙丘以及镶嵌期间的零星雅丹地貌。该区灌丛沙丘密集，通行条件较差，所以通往罗布泊的旅游探险路线自八一井向北折，绕道北山至三垄沙。

参 考 文 献

柴慧霞，欧阳，陈曦，等. 2009. 新疆地貌区划的一个新方案. 干旱区地理，32 (1)：95—105.

董治宝，屈建军，卢琦等. 2008. 关于库姆塔格沙漠“羽毛状”风沙地貌的讨论. 中国沙漠，28：1005，1010，1214.

董治宝，屈建军. 2009a. 库姆塔格沙漠地貌图. 北京：科学出版社.

董治宝. 2009b. 羽毛状沙丘辨析. 科技导报，27 (20)：69—75

刘芳圆，崔俊辉，陈立江等. 2009. 华北平原地貌区划新见. 地理与地理信息科学，25 (4)：100—103.

刘虎俊，王继和，廖空太等. 2007. 库姆塔格沙漠的“羽毛状沙丘”形态的观测. 地学前缘，14 (3)：190—196.

刘会平. 1996. 长江流域地貌区划新方案. 华中师范大学学报（自然科学版），30 (3)：347—352.

刘胤汉. 1990. 综合自然地理学原理. 西安：陕西师范大学出版社.

屈建军，廖空太，组瑞平等. 2007. 库姆塔格沙漠羽毛状沙垄形成机理研究. 中国沙漠，27 (3)：349—353.

屈建军，郑本兴，俞祁浩．2004a. 罗布泊东阿奇克谷地雅丹地貌与库姆塔格沙漠形成的关系．中国沙漠，24（3)：294－300.

屈建军，钟德才．2004b. 1∶50万库姆塔格沙漠图．北京：中国地图出版社．

屈建军，左国朝，张克存，等．2005. 库姆塔格沙漠形成演化与区域新构造运动的关系．干旱区地理，28：424－428.

沈玉昌，苏时雨，尹泽生．1982. 中国地貌分类、区划与制图研究工作的回顾与展望．地理科学，2（2)：97－105.

唐进年，王继和，苏志珠，等．2009. 库姆塔格沙漠羽毛状沙丘表面沙粒度分布特征．干旱区地理，31：918－925.

夏训诚．1987. 库姆塔格沙漠的基本特征．见：夏训诚主编．罗布泊科学考察与研究．北京：科学出版社，78－94.

曾晓青，王式功，尚可政，等．2009. 库姆塔格沙漠大尺度风场特征分析．中国沙漠，29：391－396.

郑度，欧阳，周成虎等．2008. 对自然地理区划方法的认识与思考．地理学报，63：563－573.

朱震达，陈治平，吴正，等．1981. 塔克拉玛干风沙地貌研究．北京：科学出版社．

Dong Z，Qu J，Wang X，et al. 2008. Pseudo-feathery dunes in the Kumtagh Desert. Geomorphology，100：328－334.

Li Ssukuang. 1939. The Geology of China. London：T. Murby & Co.，528.

第11章 风沙地貌遗产与旅游开发

风沙地貌遗产与旅游开发是应用风沙地貌学的研究内容，国际地貌学界对地貌遗产的研究也只是近年来的事情。库姆塔格沙漠地区的鸣沙山、月牙泉和雅丹地质公园等的旅游开发已经迈出成功的步伐。本章首先从美学、社会经济、文化和科学价值等方面评价了库姆塔格沙漠风沙地貌的自然遗产价值，指出风沙地貌旅游开发的意义、方式和应注意的问题，提出将库姆塔格沙漠雅丹地貌与中国干旱区其他地区雅丹地貌联合起来申请世界自然遗产的建议。

风沙地貌遗产是风力作用下形成、发展并遗留下来的，具有特殊外在形态和内部结构的地貌实体和组合，具有美学、社会经济和科学方面的价值，是地貌遗产（geomorphological heritage，geomorphosites）的一种。提起沙漠，以往大多数人往往将其与极端恶劣的环境和生命禁区联系起来，很难将其与美学、社会经济和科学价值联系在一起，但热爱自然、喜欢探险、积极探索自然奥秘的人们以及研究风沙地貌的专业人士，却能深刻地体会到“大漠有神韵，风沙无闲琴”。沙漠中一丘一坡，无不讲述着当地风沙环境的历史与现状；一坑一坎，也都展示着环境变迁的遗迹。事实上，沙漠的美学价值早为古人所关注，如唐代诗人王维就曾留下“大漠孤烟直，长河落日圆”的壮丽诗篇。将地貌或风沙地貌作为自然遗产是社会发展的结果，随着全球和中国旅游业的蓬勃发展，风沙地貌的遗产价值体现得更为突出，以沙漠为主题的地质公园，如阿拉善沙漠地质公园、敦煌雅丹地质公园的建立，也充分体现了风沙地貌的遗产价值。

世界范围内对地貌遗产的研究正处于起步探索阶段（Panizza，2001；Panizza et al.，2003)。2005年8月在西班牙召开了第六届国际地貌学大会，专门设立第四工作组，讨论地貌遗产、地貌遗迹、评价及旅游地貌学的学术问题。目前诸如“地貌资源”和“地貌遗产”等词汇已在欧洲和北美一些国家广泛使用，而在其他国家则较少提及（Waele et al.，2009)。地貌资源主要强调地貌可以被社会利用的价值，特殊风沙地貌资源的鉴定和发现往往是旅游地开发的契机和良好开端，如腾格里沙漠东南缘沙坡头鸣沙的发现和经过我国科学院沙坡头沙漠试验研究站多年的研究赋予该区沙丘的科学内涵，使沙坡头成为国家首批5A级旅游风景区。中国还有宁夏沙湖、内蒙古库布齐沙漠和巴丹吉林沙漠、甘肃敦煌鸣沙山、月牙泉、雅丹地质公园等以风沙地貌为主题的旅游景点，甚至在海滨地区，如河北昌黎黄金海岸，也有以沙丘为主题的旅游景点。随着人们生活水平的提高、现代交通与通信技术的发展，旅游方式日趋多样

化，沙漠探险旅游方兴未艾，前景广阔，许多沙漠旅游景点，如宁夏沙坡头和内蒙古巴丹吉林沙漠、甘肃敦煌鸣沙山，在“五一”和“十一”黄金周已人满为患。所以，将风沙地貌遗产和旅游开发纳入风沙地貌学研究既是风沙地貌学服务社会的重要方面，也是风沙地貌学研究领域的拓展，具有重要的应用和科学意义。本章尝试性地评价库姆塔格沙漠风沙地貌的遗产价值，指出风沙地貌遗产的旅游开发意义、开发方式及旅游开发应该注意的问题，对雅丹地貌申请世界自然遗产的条件进行初步分析，提出雅丹申遗的建议。

11.1 风沙地貌的遗产价值

根据 Panizza(2001)的建议，地貌遗产要从美学、社会经济、文化和科学价值等方面来评价。所以，我们也试图从这 4 个方面来评价库姆塔格沙漠风沙地貌的遗产价值。

11.1.1 美 学 价 值

美学观赏性是库姆塔格沙漠风沙地貌能够提供给旅游者的一种审美体验，是风沙地貌遗产旅游吸引力的主要构成因素之一。库姆塔格沙漠风沙地貌遗产的美属于自然美，可以从形象、色彩、动态、听觉等方面体会和评价。其中，形象美可概括为雄、奇、险、峻、幽、旷等。这些形象特征是库姆塔格沙漠特殊地理环境中的风、水、地质构造和植物等因素长期共同作用形成的总体特征。

1. 雄伟特征

库姆塔格沙漠的雄伟主要体现为其高大形象。“泰山天下雄”，是因其位于华北平原的东缘，相对高度大，所以相对高度是构成雄美的首要因素。横亘于库姆塔格沙漠以南的阿尔金山是青藏高原的北部边缘，第四纪期间经历了强烈的隆升，目前平均高度达3 000～4 000 m，而沙漠以北的罗布泊洼地则是相对下陷的地质单元，海拔高度一般在 800 m 以下，处于这两大地质单元之间的库姆塔格沙漠，南北高差悬殊。而且，尽管库姆塔格沙漠的风况比较复杂，但整体趋势是自北向南，使风沙覆盖于阿尔金山麓，形成许多爬坡沙丘，从远处望去，这些被风沙覆盖的山麓呈现为沙山，以其磅礴之势凌驾于北部低缓沙丘区和戈壁区之上，显得格外高大雄伟。风沙地貌学上，一般将高度大于 100 m 者称为沙山，库姆塔格维吾尔语意即为沙山，所以库姆塔格沙漠名称本身就取其雄美特征。库姆塔格沙漠的高大沙山集中在南部，使沙漠的雄美显示得更加突出。鸣沙山地区的星状沙山与其北部敦煌绿洲的悬殊高差、自敦煌城向西沿 215 省道，南部星状沙山与北部平缓戈壁间的高差，以及 215 省道穿行于西土沟，两侧的沙山无不显示库姆塔格沙漠的雄伟。

库姆塔格沙漠的雄美还在于阿尔金山的烘托作用（图 11-1）。阿尔金山，蒙古意为“有柏树的山”，位于塔里木盆地和柴达木盆地之间，呈西南—东北走向，西与昆仑山相连，东延伸到当金山口与祁连山相接，全长 700 km，宽约 200 km，由 6 条平行的山脉组成，横跨青海省、甘肃省和新疆维吾尔自治区。西段最高峰肃拉穆塔格峰，海拔6 295 m，地处新疆维吾尔自治区南部，坐落在苏拉木塔格山的主脊线上。中段玉苏普阿勒塔格山的主脊线上还挺立着无名的处女峰，海拔6 065 m。东段最高峰亦名阿尔金山，海拔5 798 m，耸立在甘肃省肃北蒙古族自治县境内。1985 年 3 月成立“阿尔金山国家级自然保护区”，面积 4.5 万 km^2，平均海拔4 500 m，是中国国内第三大自然保护区。由于保护区周围被高山隔阻，气候寒冷缺氧，人迹罕至，保留着以藏羚羊、野牦牛、藏野驴两大高原有蹄类野生动物为主要种群、保存完好的原始高原生态类型。目前，保护区内已经发现的野生动物 359 种，高寒植物 267 种。野生动物中属国家一类保护动物 12 种，国家二类保护动物 17 种。



图 11-1　矗立在库姆塔格沙漠以南的阿尔金山

Fig. 11-1　Spectacular Altyn Mountain to the south of the Kumtagh Desert

2. 奇特特征

主要是指风沙地貌形态异乎寻常，变化莫测。第 5 章关于库姆塔格沙漠风沙地貌类型的讨论表明，库姆塔格沙漠的面积虽然在中国流动沙漠中位居第四，但风沙地貌类型复杂多样，堪称风沙地貌的“博物馆”。风沙地貌的多样性还体现在其空间尺度方面，最小的风沙地貌为高度仅数毫米的沙波纹，最大的风沙地貌为高度超过百米的高大沙山。风棱石和雅丹地貌的奇特特征在库姆塔格沙漠表现得尤为突出。

1）风棱石

库姆塔格沙漠风力强劲，在漫长的地质历史时期塑造了许多造型奇特的风棱石，为沙漠一大奇观。风棱石大小不一，以小型多见，多是硅质岩，如硅化石、玛瑙质、玉髓质、石英质岩石等，致密坚硬，常见的有白色、黄色、红色、灰色、黑色或集多色于一体。

风棱石的美首先在于形态（图 11-2）。风棱石棱角峥嵘，皱漏兼备，造型粗犷而变幻，质坚如玉，手感滑润，而且皮壳特别润朗，具有特别的视觉和触觉效果。风棱石有的玲珑剔透，造型奇特；有的浑圆古朴，润滑如玉；有的状人似物，维妙维肖，给人无限的想象空间，已成为观赏石家族中的一员，颇受人们的喜爱。风棱石的可贵之处妙在天成，毫无人工雕琢的痕迹。风棱石的美还在于其具有坚强的品格。风棱石是经过长时间的磨蚀作用后形成的，是在与风沙的反复较量与磨合中，才炼成了它晶莹、剔透、造型生动的天然体态。风棱石迎风面光滑如镜，但整个石头是有棱有角的，反映出石头的坚硬和坚强品格，给人以启迪和鼓励。近年来，风棱石在国内外市场十分受欢迎，价格不菲。

沙漠玫瑰石因外形酷似玫瑰而得名“沙漠玫瑰”（图 11-2），这类石种多系火山岩浆冷却后经过长期的自然变迁和日晒风蚀形成，或是石英沙在经历了千万年凝结而成，尤为珍贵。沙漠玫瑰石形成的地理条件特殊，故产量稀少。



图 11-2　风棱石和沙漠玫瑰石

Fig. 11-2　Rillstone and desert rose stone

2）雅丹地貌

库姆塔格沙漠雅丹地貌以其千姿百态，风姿万千的形态著称，使之成为戈壁沙漠中一道独特的景观，被誉为世界一大奇观（图 11-3）。一些中型雅丹群，风蚀谷狭窄，雅丹造型丰富多彩，风蚀地貌的类型齐全，各种沟谷、洼地、石柱、石蘑、石笋、石亭等组合形态各异，形成了层层叠叠、竖立横卧、错落有致的壮美景观。

雅丹地貌形态奇特，有的如同一座古城，有城墙、街道、大楼、广场、教堂、雕塑，有的则像动物，仪态万千，气势不凡。库姆塔格沙漠最多的雅丹地貌造型是一排排朝一个方向展开，壮观景面更像排列整齐的舰队驶向大海，奇妙无比（图 11-4）。

大多数雅丹地貌具有“顶平、身陡”的特点，巨大的土墩台多高达数十米，侧壁陡立，盛行风向的一面又曲折婉转，成可攀登之势，登上土墩的平顶，风声在耳旁呼啸而过，俯视山下地物，群鬼狰狞，令人不寒而栗。雅丹地貌形成历史久远，承载着古老的文化，如汉长城遗址、举世闻名的丝路文化以及大量古城遗址，使得雅丹地貌更加神秘。雅丹地貌诡秘，有的像荒废的城堡，矗立在地面上，每到夜晚，尖厉的大风发出巨大的声响，令人毛骨悚然，素以“魔鬼城”闻名于世。可以说，雅丹地貌集风沙地貌众多美景于一体，具有极高的美学价值。



图 11-3　雅丹地质公园千姿百态的雅丹地貌

Fig. 11-3　Yardangs with different poses and expressions in the Yardang National Geological Park

3）变化莫测

与其他地貌类型相比，风沙地貌，特别是各种风积地貌更是变化莫测。沙波纹是对风沙作用最敏感的地貌类型，其规模、形态与排列形式极易随风而变。在风向和风力强度稳定的情况下，形成排列整齐、间距均匀、与风向垂直的斑马状条纹，在平坦的地表，这种整齐的条纹有时能够延伸数十米，被认为是复杂系统自组织的经典案例。在风力作用强度变化的情况下，会出现由小到大的不断合并，或在较大的沙波纹上叠置次级沙波纹，形成层层叠置的复合型沙波纹。在风向变化复杂的情况下，形成形态更为复杂的沙波纹，如新月形沙波纹、分叉形沙波纹、金字塔沙波纹、格状沙波纹等与沙丘类型相对应的沙波纹类型。所以，尽管在风沙地貌学上，沙波纹和沙丘的形成机制不同；但在形态学上，沙波纹被认为是沙丘的缩影，在无法在大范围内欣赏沙丘类型的情况下，在小范围内欣赏形形色色的沙波纹也能够获得沙丘类型和形态学方面的体验。



图 11-4　雅丹地质公园核心区的“舰队出海”景观

Fig. 11.4　The sight of fleet launching out in the Yardang National Geological Park

库姆塔格沙漠处于极端干旱的气候环境中，除边缘低洼地区和沟谷之外，沙漠腹地几乎没有植被覆盖，所以沙丘具有较大的流动性，特别是小沙丘。沙丘的流动性导致其形态变化频繁。所以，在沙丘流动性较强的区域，经常会出现，一场大风过后，地表面目皆非，不是沙丘形态变了，就是前移到它处，或出现新的沙丘。在北部的线形沙丘区，风向变化使沙丘迎风坡和背风坡交替，导致不同季节沙丘两侧坡度变化，所以行驶在该区域的沙漠车，有时自南向北通行容易，而有时则相反。这也是库姆塔格沙漠风沙地貌的奇特所在。

3. 幽深特征

库姆塔格沙漠的幽深特征主要表现在南部峡谷、东北部雅丹谷和西湖湿地等地。沙漠南部发源于阿尔金山的诸季节性河流在阿尔金山不断隆升的背景下形成深切沙漠的峡谷，自西向东比较大的峡谷有红柳沟、小泉沟、梭梭沟、八龙沟、小多坝沟、多坝沟、崔木土沟和西土沟等峡谷。沙漠峡谷蜿蜒于沙漠中，迂回曲折，深邃而又幽静。时而与阳光照射方向一致，时而与阳光照射方向垂直或斜交，从而形成峡谷中明暗交叠、层次分明、深浅各异的美妙现象。沙漠峡谷有时劈开基岩变窄，有时穿行在相对松软的酒泉砾岩和玉门砾岩中展宽，经常给穿行在其中的人以“山重水复、柳暗花明”的幽深感觉。由于断层的存在，沙漠峡谷中常有陡崖出现，增添了幽深感，如梭梭沟峡谷、多坝沟峡谷、催木头沟峡谷和西土沟等峡谷均有陡崖，甚至形成沙漠中罕见的小瀑布（图 11-5）。沙漠峡谷是阿尔金山洪水长期冲刷的结果，其独特地理环境和大自然的造化，使峡谷两侧形成了千姿百态、诡谲多异的柱状雕塑群。峡谷两侧连绵不断的高大沙山，构成罕见的壮观奇景。



图 11-5　多坝沟跌水（严平摄）

Fig. 11-5　Waterfall in Duobagou

雅丹国家地质公园北片雅丹区的雅丹长期经受风力作用，形成幽深狭长的雅丹谷，宽 50～200 m，最长可达 3km，两侧雅丹陡峻，置身其中仿佛在峡谷中。另外，在沙漠东缘以哈拉湖或哈拉诺尔为核心的西湖湿地是镶嵌在库姆塔格沙漠的绿岛。阿尔金山大量融化的雪水渗入地下，经过地下径流，在海拔较低的湾窖地区渗出，形成大小不等的沼泽，如芦苇沼泽、莎草沼泽和香蒲沼泽等（图 11-6）。沼泽外围则是草甸，如芦苇草甸、芨芨草甸、拂子茅草甸、赖草草甸、马蔺草甸等。在斑块状积沙地段，分布沙生植被，如油蒿、白刺、柽柳等。与沙漠峡谷相比，穿行在这些高没头顶的草丛中，人们会感受到另一种精神上的幽静。春夏时节，在浩瀚沙海和茫茫戈壁中，这里的湿地碧波荡漾，植被繁茂，百鸟汇集，生机盎然。区内有黑鹳、丹顶鹤、野骆驼等国家重点保护野生动物 34 种，有裸果木、胡杨等国家重点保护的植物 4 种，有罗布麻、锁阳、麻木黄等多种药用经济植物。

4. 开阔特征

平坦无垠的地形和广阔的视野空间给人一种坦荡开阔、心旷神怡的美感。库姆塔格沙漠的整体开阔特征，置身沙漠腹地，可以眺望南部的阿尔金山和高大沙山，以及北部的北山。人们常用茫茫沙海来描述沙漠的开阔，这对库姆塔格沙漠同样是再贴切不过了。在各风沙地貌类型和区域中，风蚀戈壁和北部线形沙丘区最能代表库姆塔格沙漠开阔旷远之境。

戈壁景观的美是以开阔特征决定的“空虚美”，包括“旷远美”、“虚幻美”、“朦胧美”和“宁静美”4 种类型。旷远是实物的无，虚幻是质感的无，朦胧是物象的无，宁静则是声音的无。旷远美是戈壁地区空旷、辽远、开阔的空间所蕴含的美。旷远美能给人以“豁然开朗”、“胸襟开张”、精神振奋和心旷神怡之感。在戈壁滩上，分布着玉门关遗址和长城烽燧遗址（图 11-7），更显示出戈壁的辽远。虚幻美是指戈壁上最容易出现的海市蜃楼所呈现出的似真亦幻、似有实无的虚无美。海市蜃楼是大气由于光线折射而出现的自然现象，具有质感的虚无性，出现的偶然性，过程的短暂性，结局的幻灭性和实践的不可及性，因而显得如梦如幻，神秘莫测，最能刺激人们的好奇心和美妙的联想。在晴朗炎热的夏日，在敦煌至阳关、玉门关公路两侧，经常可以看到波涛澎湃的“海水”、高大的“山川”、整齐的“建筑”、错落有致的“城市”等海市蜃楼现象。

宁静是戈壁寂静无声的美。在荒无人烟的戈壁，无风的时候静默无声，空气仿佛都静止了，蓝天下的戈壁只有虚空一片。因此，站在戈壁滩，人可以用心感悟世界，解脱现代社会带给人的精神上的苦闷，进而纯洁人的心灵，拉近人与自然的关系。戈壁的宁静美是平息现代人烦躁心理的良药。戈壁上的砾浪是戈壁旅游的重要欣赏对象。在沙漠与戈壁相邻的平沙地上，时常会有形似海浪的大型沙波，波长一般可超过 50cm，波高达 5～10cm。这些沙波多分布在由粗砾组成的平坦地表，人们称之为“沙脊”。在由砾石组成的戈壁上堆成的巨大的砾波，当地人称之为“砾浪”。



图 11-6　西湖湿地的芦苇沼泽
Fig. 11-6　Reed swamp in West Lake Wetland

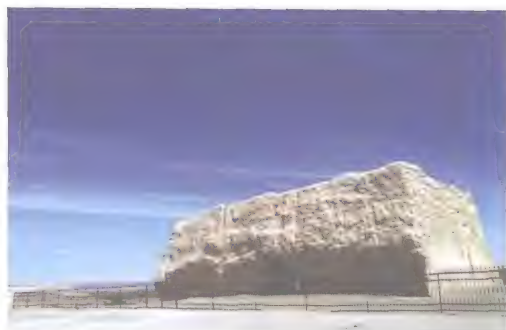


图 11-7　空旷的戈壁和寂寥的玉门关
Fig. 11-7　Open gobi desert and lonesome Yumen Pass

库姆塔格沙漠东北部的戈壁是黑戈壁的一部分。所谓黑戈壁，是指甘肃与新疆之间东起额济纳河，北抵中蒙界山，南临河西走廊西段，西依天山东段的一个大约 20 万 km^2 的区域。黑戈壁的突出特征为黑色地表，组成物质多为粗大风化岩块及平缓的基岩露头，地面波状起伏，水土缺乏（图 11-8）。它有两个显著特征：一是风棱石相当普遍，多呈三棱形，表面十分光滑，是经受风沙流所夹的沙粒磨蚀的结果；二是暴露地表的岩石和碎石，传统见解认为它们表面的水分蒸发时将所溶解的矿物残留下来并经过磨蚀，天长日久，便形成了一层乌黑发亮的深褐色铁锰化合物——荒漠岩漆，厚约 1 mm。关于古丝绸之路上这片荒凉苦寂的黑戈壁，最令人神往的传说就是有关于"黑喇嘛"的故事。荒凉的黑戈壁上有一座神秘的碉堡山——即斯文·赫定著作《丝绸之路》描绘的"丹毕喇嘛城堡"（图 11-9），民国初年神出鬼没的黑喇嘛丹毕在此占山为王，令行旅者谈虎色变，令当地和蒙古、苏联的当政者心神不宁。1923 年，数名外蒙古特工经过精心策划刺杀了黑喇嘛，将其头颅割下带走。1925 年，黑喇嘛



图 11-8　典型的黑戈壁景观
Fig. 11-8　Sight of typical black gobi desert



图 11-9　黑戈壁上的黑喇嘛城堡
Fig. 11-9　Black Lama's castle built on black gobi desert

的头颅成为圣彼德堡珍品陈列馆的一件编号为3 394的珍藏品，浸泡在装满福尔马林的玻璃器皿中。1990 年，头颅被第一次从器皿中取出，依然引起历史学家的浓厚兴趣。(杨镰，2005)。

5. 色彩特征

“平沙茫茫黄入天”是沙漠的一般写照。然而全面考察世界各地的沙漠后，人们发现，沙漠不只是枯黄色的，还会有其他各种颜色。如澳大利亚的辛普森有一片沙漠是红色的，美国南部的路索罗盆地有一片沙漠是白色的，中亚的卡拉库姆沙漠是黑色的，而美国的亚利桑那沙漠是红、黄、紫以及蓝、白等各种颜色，真是五彩缤纷，绚丽至奇。沙漠里的沙主要是由岩石风化而来，但岩石里含有各种颜色的多种矿物质，因此造成了沙漠有各种各样的颜色。辛普森沙漠的沙子里含有铁，铁被氧化后呈红色，路索罗盆地沙漠的沙子里含有石膏质，而石膏晶体被风化后呈白色，卡拉库姆沙漠则主要是由黑色岩石风化而成，亚利桑那沙漠的沙子里含许多种颜色的多种矿物质，因此绚丽多彩。

风沙地貌的色彩特征有沉积物本身颜色不同造成的多彩特征和光照形成的视觉效果，库姆塔格沙漠在中国沙漠中色彩最为丰富，丰富色彩形成的独特图案足以达到以假乱真的程度，最具代表性的是关于羽毛状沙丘的识别。风沙颗粒由于矿物成分的不同，具有不同的形状和色彩，具有很高的观赏价值，特别是鸣沙山的五色沙，有红、黄、绿、白、黑 5 种颜色，晶莹闪亮，不沾一尘，像宝石一样美丽（图 11-10）。在科学知识尚不足以解释五色沙由来的古代，人们就曾竭力赋予鸣沙山美丽的五色沙动听的故事。传说古时候，有位将军所率人马的旌旗、铠甲为红、黄、绿、白、黑五色。

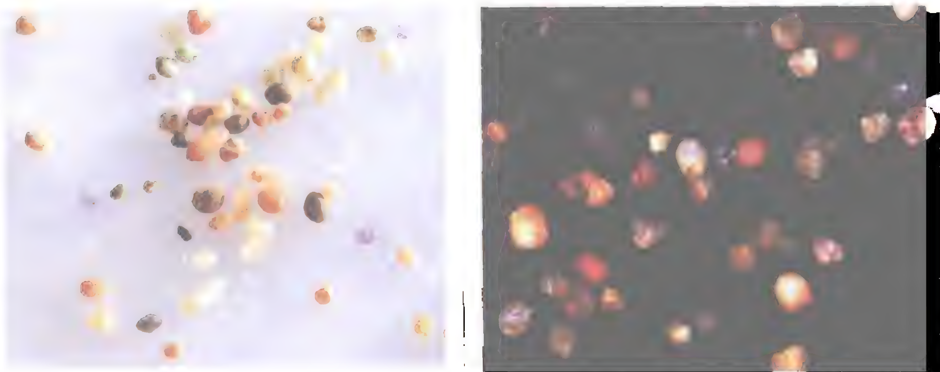


图 11-10　鸣沙山的五色沙

Fig. 11-10　Sands with five colors in Mingshashan

他领兵西征西域获胜归来，兵入阳关，在鸣沙山安营扎寨。那时候的鸣沙山上并无黄沙，是座绿树成荫、水清草茂的青山。将军心想，兵马连日作战，十分疲惫，也该歇息了，便令刀枪入库，马放青山，好生休息。谁知有天黑夜，敌兵突然前来偷袭，众

将士只得赤手空拳与敌兵撕杀，直杀得尸横遍野，血流成河，积尸上万。敌兵获胜，正当得意之际，霎时黑风骤起，扑天盖脑的黄沙像暴雨一样倾泄下来，顷刻之间，将敌兵和尸体全部埋在下面，形成了累累沙阜，成为大沙山。以后，沙山每到刮风时，就轰隆鸣响，仔细一听，好似金鼓齐鸣，又像刀剑撞击，人们称之为“鸣沙山”。刮起的沙粒有 5 种颜色，就是五色旌旗、五色铠甲变的。

沉积物的色彩差异及其空间变化形成的独特图案在库姆塔格沙漠广泛分布，首先，在整个沙漠，特别是北部的线形沙丘区，平坦宽阔的丘间走廊一般是经过长期风蚀作用形成的颗粒较粗、不易被风蚀、颜色较深的稳定床面。在深色床面上，经常有过境风沙流活动，过境风沙流颗粒相对较细，颜色较浅，从而形成类似风沙吹过柏油路面的景象。风力减弱，过境风沙流停积，形成深色床面上的浅色浮沙片。由于两侧线形沙丘对风产生阻力，愈到丘间走廊中心，风速愈大，所以形成的浅色浮沙片呈现为向西南方向凸出的舌状，形成库姆塔格沙漠的独特景观。浅色浮沙片整体上排列有序，在遥感影像上十分壮观清晰，酷似从线形沙丘（羽管）向两侧伸出的羽毛，使一些研究者将其误称为羽毛状沙丘。这在第 7 章关于羽毛状沙丘的讨论已做了详细分析。卫星影像上显示出罗布泊神秘的大耳朵也是色彩对比的反映。

雅丹地貌由湖相沉积物和沙丘沙互层组成，颗粒较细，颜色较浅，而雅丹谷及周围的戈壁则是经长期风蚀留下的粗沙和砾石，颜色较深，所以雅丹和雅丹谷形成明显的颜色对比，而且相互衬托，相得益彰，使雅丹地貌更为美丽壮观。以“舰队出海”命名的雅丹地质公园核心景区就是由雅丹（舰队）和雅丹谷（海水）间较大的颜色反差造成的视觉效果（图 11-4），经过艺术家创作形成的图片更将“舰队出海”体现得淋漓尽致。沙丘对光线特殊的反照特征使月光下和日出日落时沙丘的色彩格外美丽(图 11-11)。

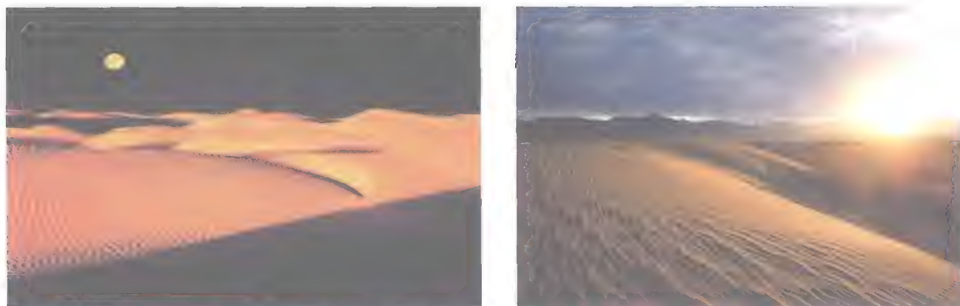


图 11-11　沙漠月夜和日出

Fig. 11-11　Moon night and sunrise in desert

6. 层次特征

库姆塔格沙漠的沙丘单体和组合形态丰富多样，有新月形沙丘及沙丘链、复杂纵向沙山、线状沙丘、格状沙丘、平沙地、灌丛沙堆、复合/复杂星垄状沙山、树枝状沙丘、复合横向沙山、星状（金字塔）沙丘和沙山、反向沙丘、新月形沙垄等沙丘类

型，还有最为独特的羽毛状斑图。在不同类型的沙丘占主导地位的区域，沙漠呈现出不同的美景。

库姆塔格沙漠景观的空间结构可分为宏观结构、中观结构和微观结构 3 个欣赏尺度和层次。从宏观上看，库姆塔格沙漠呈现出一望无际的辽阔景色。在无风的时候，库姆塔格沙漠静如处子，“大漠孤烟直，长河落日圆”的壮丽风光是沙漠雄美的静态表现。在有大风的时候，库姆塔格沙漠激荡如大海，“沙瀑布”如海涛汹涌澎湃，风夹带着细沙狼奔豕突，是沙漠雄美的动态表现。库姆塔格沙漠北部约4 000km^{2}范围内分布着线形沙丘和丘间与线形沙丘近乎垂直的浮沙片构成的酷似“羽毛”的图案，线形沙丘被称为“羽管”，而丘间浮沙片被为“羽毛”。库姆塔格沙漠整体上像一把大扇子覆盖在阿尔金山北麓的洪积冲击扇上，具有其他沙漠所不具有的独特景观。宽阔的丘间地为开展丰富多彩的大范围、大规模沙漠旅游活动提供了充足空间。

从中观上看，库姆塔格沙漠中的沙丘形态各异，精彩纷呈。“假羽毛”沙丘近乎平行的线形沙丘呈现出韵律美，而由地表明暗相间的沉积物反照率对比形成的“假羽毛”则呈现出静谧的柔美。新月形沙丘高度适中，形如弯月，洁白的沙子如月光闪耀。金字塔沙丘的沙脊线蜿蜒伸展，在阳关照耀下，勾勒出阴阳界面，金黄色的沙丘被分割得有棱有角，在蓝天的掩映下分外伟岸，鸣沙山即是典型的金字塔型沙丘。

从微观上看，首先是沙波纹的线条美令人心醉。沙波纹是因风力作用而在沙丘表面形成的各种波纹形态。库姆塔格沙漠的沙波纹有直线状、弯曲状、链状、舌状和新月状等 5 种类型，优美的线条见证了风的足迹，显示出沙漠的灵动美，波浪一样的纹路，仿佛上帝随手勾画的曲线。沙波纹反映出沙漠出奇的安静与优美。

7. 残缺特征

“残缺”与“完美”相对，是事物表象的破坏或者不完美。残缺是一种现象，世间万物极少完美。有趣的是，美学研究者却将残缺应用于美学领域，提出所谓的残缺美（段汉明，2010）。残缺美被认为是一种理论，是残缺的表象在认识上的升华。残缺美在美学领域大抵可以分为两种。狭义的残缺美是大部分人认同的一些非人为或非故意所致的残缺，人们在这种残缺中或寄情于物，或发挥想象，由此而美。广义的残缺美则为因残缺而美，即有残缺之处，不论是残缺局部，还是残缺整体，在残缺中都能体味到美。

库姆塔格沙漠的残缺美随处可见。雅丹地貌是长期风蚀和水蚀的残留物，由于残缺，形成了各种各样的形态，人们在其残缺中发挥想象空间，产生许多“如果”，如果没有残缺会是什么，会是戈壁、盐碱地还是沙丘？为什么会残缺呢？是风还是水的侵蚀使之残缺？残缺部分的物质到哪里去了？同样，我们在沙漠北部的线形沙丘区发现，线形沙丘有的比较长直，有的比较曲折多起伏，有的则很短。线形沙丘间走廊有的较窄，有的很宽阔。同样我们会问，为什么沙丘在延伸过程中会突然中断？为什么另一个线形沙丘在丘间走廊会突然出现？为什么在经过密集的线形沙丘区之后，丘间

地又会豁然开阔？对这些为什么的回答促使我们对许多科学问题深入思考。在第 8 章，我们曾用缺陷密度来表征线形沙丘的残缺，正是利用线形沙丘的残缺特征，尝试解决了在风沙地貌学研究中尚束手无策的沙丘形成时间问题。沙漠南部被洪水切割而残缺，那么，假如没有这些沟谷，沙丘形态将是什么？还会形成高大沙山么？所以，利用残缺，我们能够深入思考库姆塔格沙漠风沙地貌的影响因素。残缺美的例子还可以举很多。所以，对库姆塔格沙漠风沙地貌的残缺特征要给予足够的重视。对于客观事物，每个人根据自己的认识，都会在脑海中形成一个印象，即“格式塔”。当我们看到的事物与心目中的“格式塔”吻合时，便不会对其产生太深的印象，从而被我们忽视。相反，当看到的事物与“格式塔”相冲突时，反而会引起视觉关注，原则上冲突越强，引起关注的程度越高，记忆越深。

8. 线条特征

线条特征是风沙地貌的突出特征之一，也是吸引艺术家以风沙地貌为创作主题的重要因素。王维诗“大漠孤烟直，长河落日圆”就体现着线条美：一望无际的大漠上，纵的是烟，横的是河，圆的是落日，线条简约，物态毕现。大多数风沙地貌类型的命名基本上是依据线条特征来命名的，如新月形沙丘、线形沙丘、星状沙丘或金字塔沙丘等名称本身就突出了沙丘的线条特征。雅丹在维吾尔语中意为“陡壁小丘”，突出其垂直线条特征。库姆塔格沙漠风沙地貌体现的线条特征有水平线、垂直线、斜线和曲线等。雅丹地貌顶部和线形沙丘的线条特征以水平线为主，能传达出一种恬静、闲适、安逸、平和、广阔的情感。雅丹壁和沙漠峡谷等的线条特征以垂直线为主，有生长感和重心稳定的特点，有利于表现一种庄重、崇高、固执、权威、严峻的视觉印象。星状沙丘沙脊的线条特征以斜线为主，因具有不确定性，它形成运动、过敏、不安、连绵不断的纵深感或强有力的对立因素。自下往上看，具有一种上升的印象，预示着发展、前进、活力，给人以乐观的感受。而自上往下看，给人产生下降的感觉，有衰退、艰难等悲观的气氛。新月形沙丘、新月形沙丘链和复合新月形沙丘等的线条特征以曲线为主，具有迂回和自由、活泼的特点，给人的心理感觉具有含蓄、优雅、丰满、柔软等特性。

敦煌著名旅游景点月牙泉也是以其酷似月牙的曲线特征吸引游客。月牙泉，古称“沙井”，俗名“药泉”，自汉朝起即为“敦煌八景”之一，得名“月泉晓澈”。月牙泉南北长近 100 m，东西宽约 25 m，泉水东深西浅，最深处约 5 m，弯曲如新月，因而得名，有“沙漠第一泉”之称。月牙泉的源头是党河，依靠河水的不断充盈，在四面黄沙的包围中，泉水竟也清澈明丽，且千年不涸，实属神奇。

9. 听觉特征

库姆塔格沙漠风沙地貌的听觉特征主要表现在鸣沙山的鸣沙和雅丹地质公园的怪异声音。鸣沙是会发声的沙子，鸣沙现象普遍存在，在美国的长岛、马萨诸塞湾、威

尔斯西岸，丹麦的波恩贺尔姆岛，波兰的科尔堡以及巴西、智利、亚洲与中东的一些沙滩、沙漠都会发出奇音妙声。中国有四大鸣沙地：第一处即是古著《太平御览》、《大正藏》所载的敦煌鸣沙山，又叫雷音门；第二处是内蒙古巴丹吉林沙漠；第三处是竺可桢在《沙漠里的奇怪现象》一文中描述过的宁夏中卫县沙坡头黄河岸边的鸣沙山；第四处是内蒙古达拉特旗（包头市附近）南 25km，库布齐沙漠罕台川（黄河支流）两岸的响沙湾，又叫“银肯响沙”。鸣沙声音多种多样，在美国夏威夷群岛的高阿夷岛上的沙子，会发出一阵阵好像狗叫一样的声音，所以人们称它是“犬吠沙”。苏格兰爱格岛上的沙子却能发出一种尖锐响亮的声音，就好像食指在拉紧的丝弦上弹了一下。从中国的鸣沙山上滚下来沙子像竺可桢描述的那样“发出轰隆的巨响，像打雷一样”。清代诗人苏履吉曾用“雷送余音声袅袅，风生细响语喁喁”来描述鸣沙，足见其迷人之处。

敦煌鸣沙山位于敦煌城南约 5km 处，东起莫高窟崖顶，西接党河水库，整个山体由细米粒状黄沙积聚而成，狂风起时，沙山会发出巨大的响声，被描述为“天地奇响，自然妙音”。轻风吹拂时，又似管弦丝竹。对久居城市、生活在噪声环境中的人来说，去自然界欣赏这种天然的交响乐，无疑是一种极大的享受。

11.1.2 社会经济、文化和科学价值

1. 社会经济价值

库姆塔格沙漠最突出的社会经济价值是其丰富的光能资源和风能资源为发展沙产业提供了得天独厚的条件。随着现代科学技术的发展，人类对沙漠的认识出现了飞跃，由单纯的避阻风沙危害发展为充分利用沙漠的资源优势，发展沙产业，实践钱学森的伟大构想。

沙区光能资源丰富，但利用率很低。植物体总干物质中，有 90%～95%是植物利用太阳辐射能中的有效辐射，通过光合作用形成的。因此，太阳能辐射能的多少和利用率的高低与植物产量的关系很大。就全国比较而言，沙区的光能资源是丰富的，年辐射总量为 543.4～668.8 $kJ \cdot cm^{-2}$，是四川盆地的 1.5 倍。其季节性分配以夏季最多，约占 34%，与水热配合协调，有利于绿色植物产量的提高。光质优越，短波光的比值随海拔高度的增加而显著增加。其中紫外光（小于 0.382 μm）约占总辐射的 3.5%，是长江下游地区的两倍，具有很强的杀菌能力，因此沙区的农作物、牧草、林木和牲畜病害较少。紫蓝光（0.382～0.526 μm）约占总辐射的 18.2%，是长江下游的 1.5 倍，能促进蛋白质的合成，因而沙区绿色植物粗蛋白含量相对较高，富含营养。日照充足相对补偿了温度的不足，有利于绿色植物积累干物质。年日照时数 2 600～3 400 h，是四川盆地的 2～3 倍，库姆塔格沙漠地区的日照百分率更是高达 75%。但目前，包括库姆塔格沙漠在内的中国沙区光能利用率低一般为 0.1%～0.2%，中西部的干草原和荒漠地区，由于植被稀疏矮小，利用率低于 0.1%，增加

林草覆被率和选用大穗大粒型农作物品种是提高光能利用率的有效途径。如果把光能利用率提高到1%的话，农作物和牧草产量可以提高3倍以上，由此可见，沙区的光合生产潜力很大。因此，在库姆塔格沙漠地区，采用高科技和现代的研究成果，改善生物所必须的生长条件，提高太阳能的利用率是一项非常重要的增产、增收的有效途径。在“多采光、少用水、新技术、高效益”的沙产业技术方针指导下，库姆塔格沙漠地区的潜在社会经济效益前景广阔。

充分利用光照资源，敦煌已迈开坚实的步伐。敦煌光热资源充足，全年日照时数为3 246.7 h，太阳年辐射总量 643 kJ · cm^{-2}，在中国沙漠地区是较高者，全年日平均光照时数 8.9 h 左右，且云量雨量少，大气透明度高，是中国国内太阳能源丰富的一类地区之一。同时，敦煌地区荒漠戈壁广布，地势平坦开阔，未利用土地众多，仅敦煌市内国道 215 线以北的戈壁滩上可开发利用的面积约5 000km^2。初步测算，潜在光伏发电装机容量 1.36 亿 kW，年发电量可达2 000亿 kW · h，是大规模建设大型太阳能发电厂的理想战略开发地区。所以，敦煌市提出建设“大漠光电城”，打造中国太阳能光伏发电基地的宏伟战略。2009 年，敦煌市两个 10 MW 光伏并网发电项目开始建设，目前已并网发电；2010 年 5 月初，国务院办公厅发布《关于进一步支持甘肃经济社会发展的若干意见》要求：“加快以敦煌为重点的太阳能发电示范基地，力争到 2020 年建成百万千瓦级以上太阳能发电基地。”按照敦煌市的规划，到 2015 年，敦煌市的光伏发电装机容量将达到 100 万 kW，太阳能热发电装机容量达到 50 万 kW，风力发电装机容量达到 100 万 kW，调峰电源装机容量达到 32 万 kW。到 2025 年，将全面建成“千万千瓦级太阳能发电城”和“太阳能利用示范城”。

2. 文化价值

沙漠的文化价值已得到许多学者的承认，甚至有“文明是沙漠献给人类的礼物”的断言（单之蔷，2007），四大文明古国，埃及、巴比伦、印度、中国的文明发源地都在沙漠的边缘。埃及在撒哈拉大沙漠的东缘，古巴比伦文明所在的两河流域紧邻沙特阿拉伯的大沙漠，印度文明起源于印度河平原，与塔尔大沙漠相伴，中华文明发源于黄土高原，它的北面是毛乌素沙地和库布齐沙漠，西北面是腾格里沙漠、巴丹吉林沙漠与乌兰布和沙漠。

沙漠的干旱使得物质难坏易存。我们知道，微生物的分解作用使物品腐烂，转化为其他物质，而干旱使得分解者（微生物）的分解效率大大降低，比如在湿润的江南地区 10 天就能分解完的物质，在干旱的西北地区可能 10 年也不能完全分解。在细菌、霉菌等微生物的生存和繁殖过程中，水是至关重要的，水分的缺乏，使得干旱区的微生物难以大量繁殖。沙漠地区降水量远小于蒸发量，因此空气非常干燥，缺乏水分。敦煌藏经洞发现的大量精美画册、文书、经卷让世界震撼，敦煌的壁画、泥塑千年过去了，依然栩栩如生。但是很少人想到敦煌之所以有如此伟大之发现，还是要感谢沙漠。没有干旱的沙漠气候，那些珍宝早就被微生物分解，不知参与几轮物质的循

环了。由于沙漠的干旱气候，玉门关、阳关、汉长城及其烽燧在2000多年后仍然屹立在戈壁中。

敦煌绿洲和库姆塔格沙漠地区的极端干旱环境使其共同承载了厚重的历史文化，丝绸之路、莫高窟、阳关、玉门关和汉长城是历史文化的主要承载者。古代丝绸之路有五六条路通向现在的西亚，每一条路都要经过敦煌，出敦煌之后经过库姆塔格沙漠边缘（图11-12），交通上的重要地位，使很多文化沉淀在这个地方。强烈隆升的青藏高原和干旱气候形成了阿尔金山和祁连山北麓巨厚的玉门砾岩和酒泉砾岩沉积，莫高窟即开凿在酒泉砾岩上，成为中国古代文明最具权威性的历史标本。莫高窟的壁画目前保存如此完好，除了与绘画颜料和技术有关外，与长期干旱的气候环境和多年为风沙尘封有很大关系。现今的莫高窟壁画暴露于大气中，特别是在向游人开放之后，保护的难度在加大。有人做过一个试验，如果让40个人在洞窟中呆上37分钟，空气中的温度、湿度及二氧化碳含量就超过了正常含量的6倍。

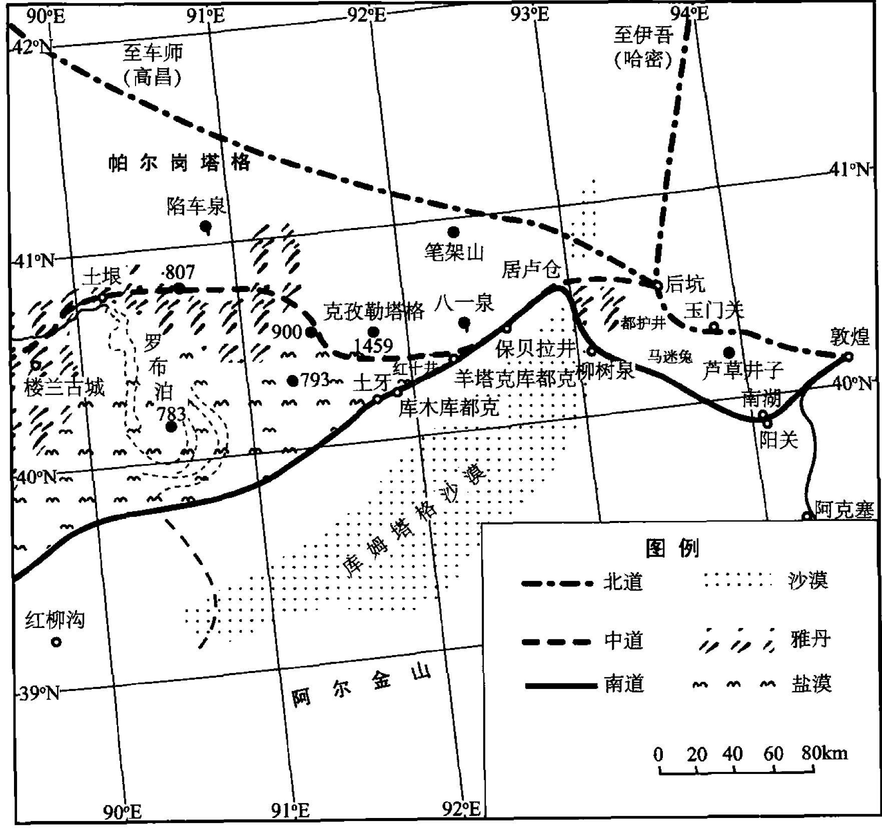


图11-12 库姆塔格沙漠北缘的古代丝绸之路路线图（据夏训诚，1987）

Fig. 11-12 The routes of ancient Silk Road passing the northern edge of the Kumutagh Desert

沙漠环境不仅使玉门关、阳关、汉长城等古迹得以保存，而且激发人们对历史的追思。“黄河远上白云间，一片孤城万仞山。羌笛何须怨杨柳，春风不度玉门关。”唐代王之涣的《凉州词》诗中那悲壮苍凉的情绪，引发人们对玉门关这座古老而富有神奇传说关塞的向往。另一位唐代诗人王维的《渭城曲》：“渭城朝雨浥轻尘，客舍青青柳色新。劝君更尽一杯酒，西出阳关无故人。”连接了咸阳古城与西域，道出在盛唐人心目中令人向往的壮举。这些脍炙人口的千古佳句，在某种意义上可以认为是库姆塔格沙漠独特环境造就的人类文化遗产。

3. 科学价值

库姆塔格沙漠是中国以往沙漠科学考察留下的空白，所以对其研究可以填补沙漠科学的空白，但库姆塔格沙漠特殊的地理位置、地理环境和风沙地貌使其具有特别的科学意义。首先，库姆塔格沙漠是研究青藏高原在亚洲中部干旱区形成中作用的理想场所。自 19 世纪末以来，亚洲中部干旱区就引起了国际地学界许多著名科学家的注意，围绕亚洲中部气候变干和“丝绸之路”的兴衰原因等问题展开了旷日持久的争论（李吉均等，1994）。由于青藏高原的高大地形和广阔面积，它必然对亚洲的大气环流和气候有重要影响，至少阻挡了从印度洋来的水汽和西伯利亚冷空气的南下；同时，由于高原的动力和热力作用，在一定程度上改变了区域大气环流等。但是长期以来，关于晚新生代亚洲中部干旱气候发展的驱动机制至少有两种解释：一是青藏高原的隆升控制着亚洲中部的干旱化过程，随着高原的阶段性隆升亚洲干旱气候逐步增强；二是晚新生代全球变冷直接驱动着亚洲变干，全球变冷是主导因素（鹿化煜等，2008）。库姆塔格沙漠处于“亚洲干极”，又在青藏高原北部边缘的阿尔金山山麓，如果青藏高原对亚洲中部干旱区的形成具有作用的话，库姆塔格沙漠的反应会更敏感，记录更直接可靠，可是，目前这方面的研究工作却很少。

其次，是揭示罗布泊地区环境演化的一面镜子。罗布泊洼地位于库姆塔格沙漠西北，自 19 世纪中叶以来，一直是科学探险和考察的热点问题，关于其科学争论一直没有停息。随着中国西部大开发战略的实施，罗布泊科学研究再度受到科学界的重视（夏训诚等，2005），但目前争论的科学问题愈来愈多，其中包括罗布泊环状盐壳，即“大耳朵”的形成和干涸时间、环境变迁、罗布泊是否游移、雅丹地貌的形成、楼兰古城衰亡的原因、河西走廊的河流，如疏勒河与罗布泊的关系等，关于每一个问题都可以列出多种说法。库姆塔格沙漠与罗布泊是一个问题的两个方面，所以，库姆塔格沙漠风沙地貌的形成与演变可以折射出罗布泊的环境变迁，而以往的研究者将关注的重点集中在罗布泊，忽视了库姆塔格沙漠研究。

第三，能够验证和拓展风沙地貌学理论。风沙地貌的理论大都来自区域风沙地貌研究，由于目前，风沙地貌学者仅对世界范围内的个别沙漠开展了系统的研究，所以得出的理论很不完善。研究区域的扩大，特别是一些未知独特风沙地貌类型的发现对丰富和完善风沙地貌学意义更大。本书第 5 章、第 7 章和第 8 章表明，库姆塔格沙漠独特的羽毛状斑图曾被误认为是羽毛状沙丘，具有独特的耙状线性沙丘、北部线形沙

丘区具有独特的地貌格局、沙漠内部有独特的风蚀地貌类型——沙砾碛，火星上也有类似的沙砾碛报道。对这些独特风沙地貌类型的研究将获得新的认识，从而丰富和完善现有风沙地貌学理论。

11.2 旅游开发

11.2.1 旅游开发的意义

风沙地貌遗产是特殊的旅游资源，积极开发库姆塔格沙漠地区的风沙地貌资源，既有利于该区域人地关系的和谐演进，又有利于全面推进该区域旅游业的可持续发展，具有重要的旅游开发意义。

1. 丰富旅游活动形式

随着旅游者旅游需求的日益多样化，传统的以城市、古迹、名山、大川等为游览内容的旅游，已不能满足旅游业发展的需要。库姆塔格地区的风沙地貌遗产可开展丰富而特殊的旅游活动，如沙漠探险、科考，沙漠野餐，沙漠露营，沙漠运动，沙漠找水，沙漠中观星赏月，探访沙漠游牧民族，游览沙漠“鸟湖”、“鱼湖”以及观赏古代岩画等。开发库姆塔格地区的风沙地貌资源，既可满足不同层次游客的需要，开展多种形式和内容的旅游活动，使旅游者尽情领略沙漠孤寞的野趣，又可使旅游者感受大漠、驼铃、夕阳、月夜、秋风浪漫的情调，符合现代旅游者追求“非现代”、“原始性”等新异旅游产品的精神需要。

2. 环境教育

澳大利亚著名环境教育家 M. A. Lucas 提出，环境教育的模式包括“关于环境的教育”、“在环境中的教育”和“为了环境的教育”。对库姆塔格风沙地貌遗产进行旅游开发，可在该地区有效实施“在环境中的教育”和“为了环境的教育”，弥补中国环境教育偏于强调“关于环境的教育”的缺陷，通过对沙漠、雅丹、戈壁形成机制的实地了解和对或优美平静、或气势恢宏、或扑朔迷离的风沙地貌遗产的亲临感受，培养旅游者，特别是年轻一代旅游者的环境价值观和环境审美观，创造个人、群体和社会对待环境的新的行为模式。

3. 促进旅游相关产业发展

开发库姆塔格沙漠的风沙旅游资源，大力发展旅游业，可充分发挥旅游业在国民经济与社会发展中的关联带动作用和乘数效应，带动当地相关产业的发展。首先，风沙地貌遗产旅游资源的开发，需要进行必要的基础设施建设，可为当地居民提供大量的就业机会，提高农民收入；其次，旅游开发以后，会带动当地住宿、餐饮、交通等

行业的发展，特别是沙产业的发展，也可以借助发展旅游来扩大当地农产品的知名度，促进农业相关产业的发展，最终实现旅游产业与相关产业同步发展。

4. 衬托大敦煌旅游形象

库姆塔格沙漠位于由蒋有绪院士牵头的“大敦煌生态保护与区域发展战略”项目划定的“大敦煌”地区内。大敦煌以敦煌市为中心，大致南依祁连山，北抵马鬃山，西达罗布泊，东接嘉峪关，面积约 15 万 km^2。库姆塔格风沙地貌资源的旅游开发，有助于打破目前市场对敦煌旅游仅限于石窟“艺术之都”的单纯感知形象，改变敦煌旅游存在的景点数目少、类型单调、参与性不强、游客数目少的现状，在国际和国内市场形成“大敦煌”地区的“丝路明珠”综合旅游形象，将“大敦煌”打造为国内外著名的旅游目的地，使“大敦煌”成为“丝绸之路”国家旅游路线的重要组成部分。

5. 提供特种旅游环境

特种旅游是与观光旅游、度假旅游和商务旅游等传统旅游和常规旅游相对应，适应市场需求，为满足旅游者特殊偏好，而产生的一种新兴旅游方式，以及与之相应所开发的新兴旅游产品。特种旅游偏重于个性化，有较强的目的性，注重参与。其连续旅游跨度大、时间长，旅游目的地具有明显的复合性特征，所依赖的环境具有较强的原始性、自然性、生态性。库姆塔格风沙地貌资源可为开展各种形式的特种旅游，如沙漠探险、滑沙、骑骆驼、徒步穿越、野外拓展、极限运动、热气球、高空滑翔、科学考察、摄影游、写生游等提供良好的环境。

11.2.2 旅游开发的方式

库姆塔格沙漠的风沙地貌遗产旅游资源，有的可以开发成为独具特色的旅游产品，有的可以开发为新颖奇异的旅游商品，有的可以开发为旅游节事活动。旅游产品不同于旅游商品，也不同于旅游节事活动。旅游产品指旅游者花费了一定的时间、费用和精力所换取的一次完整的旅游经历（维多克·密德尔敦，2001），也指旅游经营者凭借着旅游吸引物、交通和旅游设施，向旅游者提供的用以满足其旅游活动需求的全部服务。旅游商品是指由旅游活动引起旅游者出于商业目的以外购买的以旅游纪念品为核心的有形商品（苗学玲，2004）。旅游节事活动是指短期发生的由时间周期、环境/设施、管理和人员构成的独特的一系列活动项目的总和（Getz，1997）。

1. 旅游产品

（1）沙漠体验旅游产品。沙漠景观是无法复制和转移的，因此是具有垄断性的景观资源。一望无垠的沙漠，金黄耀眼、瀚海茫茫的沙丘，能够带给游客强烈的感官刺

激和心灵冲击，可以开发沙漠体验旅游产品，让游客通过自己的眼、耳、鼻、舌、身等感觉器官和触觉器官，去视听、品味、触思来体验沙漠。看沙漠的浩瀚无边和似海洋波涛起伏的沙丘和沙波纹，听无风时沙漠的寂静无声与有风时的呼啸与怒吼，感觉沙子在指间流洒的顺畅和赤脚踩在沙地上的或冰冷如铁或炙热如炭的变化。

（2）沙漠气候观光旅游产品。库姆塔格沙漠具有独特的气象和气候特征，可以开展观看海市蜃楼，观看大风吹出的“沙瀑布”，体验沙漠的高温、干燥（“中国旱极”）和昼夜温差，观看沙漠日出和日落的壮丽景象，欣赏沙漠月夜的宁静与冷清等观光体验旅游活动。游客可以目睹蒸雪升腾、云霞染日、晨阳融冰、残阳冻雪的荒漠阔景，充分感受沙漠的大美。

（3）沙山、沙丘观光旅游产品。库姆塔格沙漠中的沙丘类型多样，形成奇异的沙漠风光，具有极高的欣赏价值，可以开发观光旅游产品，游客可以观看不同类型、不同规模的沙丘，仔细欣赏沙波纹及其变化过程，倾听鸣沙的奇妙声音，体验赤脚踩沙、滑沙的乐趣等。

（4）沙漠水体、湿地生态观光旅游产品。库姆塔格沙漠中有河流、湿地和湖泊，均是开展生态观光旅游的绝佳资源。敦煌西湖湿地内有黑鹳、丹顶鹤、野骆驼等国家重点保护野生动物 34 种，有裸果木、胡杨等国家重点保护的植物 4 种，有罗布麻、锁阳、麻木黄等多种药用经济植物，可以开展观鸟、观骆驼等生态旅游活动。库姆塔格沙漠西南有两条峡谷，其中一条有 80km 多长，峡谷内奇石嶙峋、泉水流淌，风景奇特，可开发峡谷生态观光和科学考察旅游产品。

（5）戈壁观光旅游产品。戈壁观光主要是让游客欣赏戈壁的神秘、辽阔、荒凉的意境，包括可遇不可求的海市蜃楼，游客还可以在戈壁上寻找风棱石，欣赏“砾浪”、荒漠漆等。

（6）雅丹观光旅游产品。雅丹地貌壮丽、雄浑、怪异和神奇，具有独特的旅游吸引力。2001 年 5 月敦煌雅丹地貌被国家批准为“国家雅丹地貌地质公园”。2003 年 8 月 20 日，敦煌雅丹地质公园正式揭牌开园。

2. 康体娱乐旅游产品

库姆塔格沙漠松软的沙粒、高大的沙山、起伏的沙丘、宽阔的丘间走廊、沙漠湖泊等可供游客体验滑沙、骑马、骑骆驼、跳伞、打靶、射箭、划船、游泳等沙漠旅游项目，可以乘坐临空飞架的缆车，从高空领略大漠的壮阔美景。

库姆塔格沙漠的风沙颗粒中含有钙、镁、钾、钠、硒、锌、锶等微量元素及丰富的磁铁矿物质，可以开展沙漠康体旅游，如沙疗、沙浴（图 11-13）。沙粒中的磁铁矿物质经过烈日照射，产生磁场作用于人体，与微量元素协同作用，能治疗疲劳、肢体酸困、慢性腰腿痛、坐骨神经痛、脉管炎、慢性消化道疾病、肩周炎、软组织损伤、高血压等，尤其是沙子中的微量元素对治疗风湿性疾病有很好的作用。沙漠康体活动正在悄然兴起。



图 11-13　沙疗和沙浴

Fig. 11-13　Sand treatment and sand bath

3. 沙漠体育、探险旅游产品

(1) 沙漠体育旅游产品。利用松软沙粒及沙山、沙丘组成的特殊的地面特点，在库姆塔格沙漠地区可以开展特种体育旅游活动，包括沙漠汽车越野车拉力赛、沙滩排球、沙漠定向越野、拓展训练、赛马、打靶、徒步旅行、空中滑翔、跳伞、直升机飞翔、沙漠野营、沙漠高尔夫、沙漠角力、沙地羽毛球、沙漠沙包战等。

(2) 沙漠探险旅游产品。可以利用库姆塔格沙漠的辽阔和渺无人烟的特点，以刺激性、猎奇性、参与性和互动性为主要特色，开展穿越沙漠、沙漠自驾游、沙漠汽车拉力赛、仿真战斗场等沙漠探险旅游活动。通过提高基础服务设施，完善旅游信息服务，可以在库姆塔格沙漠腹地进行穿越沙漠的科考探险旅游，建设世界级的探险旅游基地。

4. 环境教育和生态旅游产品

(1) 环境教育类旅游产品。通过参观库姆塔格地区风沙地貌并了解其形成过程，对现代旅游者，特别是年轻旅游者进行生态环境教育，从物质层面和精神观念层面宣传和促销“全球人与自然关系教育基地”的理念，加深人们对人类与自然关系的认识和理解，不断深化沙漠旅游体现出的生态旅游和可持续发展的价值与本质。

(2) 生态旅游产品。库姆塔格沙漠是国家一级保护动物野生双峰驼冬春迁徙的主要通道和主要栖息地（目前在该沙漠地带已设立 3 个国家级保护区，它们分别是新疆罗布泊野骆驼国家级自然保护区、甘肃安南坝野骆驼国家级自然保护区和甘肃敦煌西湖国家级自然保护区），可以开展观看骆驼的生态旅游活动。

5. 旅游商品

(1) 风沙颗粒类。风沙颗粒经过包装可以开发为具有沙漠特色的旅游纪念品，如星座瓶、幸运瓶、鸣沙瓶、沙漏等。风沙颗粒还可以用来作画，即沙画（图 11-14）。沙画具有独特的表演魅力，尽管转瞬即逝，但其表演形式变化万千，具有极高的观赏价值。在沙漠旅游景点可建立沙画展示馆和博物馆，出售沙画作品，开展现场沙画表演和参与式沙画创造活动等。

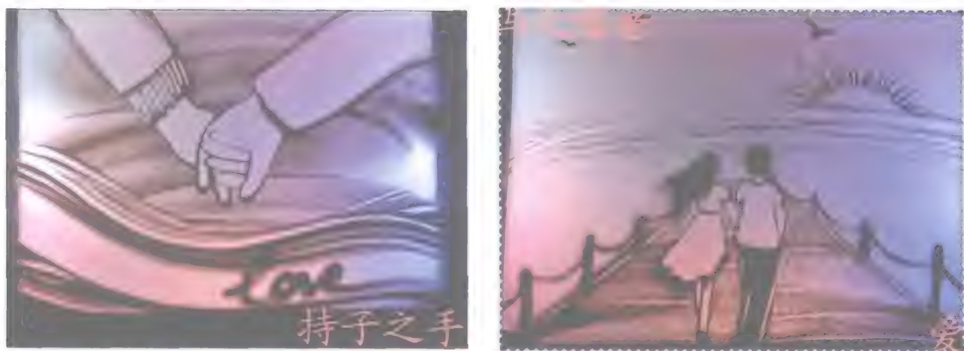


图 11-14　静态沙画作品

Fig. 11-14　The work of static sand paintings

（2）风棱石类。风棱石是岩石长期受风蚀作用而形成的，体积不是很大，但颜色五彩斑斓，质地有玛瑙、玉髓、碧玉、石英、木化石等，大多都细腻耐磨、光滑圆润，棱面一般以三面的为多，形状像小型金字塔或大型粽子，还有各种不同的外观，嶙峋参差，形态奇特（图 11-15）。风棱石大致可以分为三类：一是抽象石，通过奇特的造型，或是通过丰富的色彩，尽显经风沙长期磨蚀后的原始之美、粗犷之美；二是图案石，外观具有多种色彩和变幻莫测的纹理，形成各种天然物象的画面；三是具象石，或是形似山峦，或是形似各种人物和动物，或是形似其他物品。风棱石经过设计、简单加工和包装，可以成为颇具特色的沙漠旅游商品（图 11-15），其中的精品风棱石价格不菲。近年来，奇石爱好者日增，风棱石旅游商品市场前景看好。



图 11-15　形态各异的风棱石旅游商品

Fig. 11-15　Tourist commodities of ventifacts with various of morphology

（3）枣类。库姆塔格沙漠地区有沙枣树和枣树。沙枣树的果实沙枣不仅味道甘甜，营养丰富，含有活性物质 190 多种，比海参多；抗衰老物质 SOD 的含量是人参的 4 倍，清除自由基的能力比人参强；还具有冬虫夏草利肺补肾、阴阳双补的功效。沙枣还可以药用，有健脾胃，安神，镇静，止泻涩肠的功用（《新疆中草药手册》）。

枣树的果实红枣中含16种氨基酸，其中有8种人体不能合成的必需氨基酸，有两种幼儿体内不能合成的氨基酸，即精氨酸和粗氨酸。红枣含有高达3 300 mg/100g以上的维生素P，是预防与治疗高血压病的有效成分。红枣还含有一些其他水果没有或含量很少，但具有很高生理活性的特殊的生物活性成分，包括有机酸和三萜类物质、红枣多糖、黄酮、腺苷和皂苷类、生物碱和甾醇、树脂、黏液质、香豆素类衍生物、儿茶酚、鞣质等，具有抗衰老作用、cAMP样作用、抗变态反应、抗肿瘤作用、免疫增强作用、增强肌肉力量、抗疲劳、保护肝脏、降压、镇静安神和抗惊厥等保健作用（雷昌贵等，2006）。除了沙枣和枣树的保健功效，这两种树也是良好的生态树种。因此，应大力发展沙枣树和红枣树，深度开发沙枣和红枣旅游商品。

库姆塔格沙漠地区独有的光热资源和巨大的昼夜温差，成就了红枣异乎寻常的品质。如若羌灰枣皮薄肉厚、果实饱满、肉质细腻、含糖量高、甘甜醇香、细嫩爽口、肉软甜糯，营养丰富。与内地红枣比，具有不裂果、耐储存、不生虫等特点，干枣含糖量高达68%，是别处红枣无法比拟的。敦煌鸣山大枣，植根鸣沙沃土，繁茂月牙泉畔。历史悠久，盛名远播，色若丹朱胭脂，滋味甘美如饴，皮薄而脆嫩，粒大而肉丰。“酒枣新鲜放不坏”是敦煌八大怪之一，敦煌目前的枣类旅游商品有敦煌人一般把鲜枣采摘，用高度白酒直接消毒清洁后密封在坛中存放，到了秋冬季节，随吃随取，风味独特，虽是酒腌制的，过多食用却不会有任何醉酒感觉；敦煌果品厂的酒枣风味独持，制法是秋后挑选个大饱满的鲜枣，用酒搅拌，封存于瓦坛中，到冬春启封，鲜活如初。枣香伴着酒香，确能使人馋涎顿溢，熏熏欲醉。

（4）沙生植物类。库姆塔格沙漠地区可开发为旅游商品的沙生植物主要有罗布麻和锁阳等。“罗布麻茶人人爱”是敦煌八大怪之一。罗布麻（*Apocynum venetum* L.），俗称野麻，又被称为夹竹桃麻、茶花麻、茶棵子等，是中国特有的夹竹桃科罗布麻属的多年生宿根草本植物，因它在1952年首先被发现于中国新疆巴州罗布泊地区而得名。独特的生长环境使其具有十分特异的药用保健功效。罗布麻叶含有黄酮类、鞣质类、有机酸类、氨基酸类等多种化合物。药理试验证实，其中所含有的黄酮类成分具有降血压、降血脂、保肝、抗抑郁等功效，具有较高的开发利用价值（郑永红等，2010）。由罗布麻叶片制得的罗布麻茶因具有相对较高的黄酮类物质以及较强的抗氧化能力，从而对人体保健有着积极的意义，被敦煌众多人作为日常茶叶饮用。罗布麻的纤维在已发现的野生纤维植物中，品质最优，是纺织、造纸的原料。因此，可以开发罗布麻茶、罗布麻纺织品、罗布麻药作为地方特色旅游商品，敦煌罗布麻综合开发中心的罗布麻茶和罗布麻纺织品深受人们欢迎。

锁阳（*Cynomorium songaricum* Rupr.），又名“不老药”，锁阳科锁阳属，锁阳属肉质寄生草本，生长在荒漠地带，寄生于白刺（泡泡刺）的根上。锁阳主产于甘肃河西走廊，内蒙古阿拉善盟、新疆阿勒泰、青海海西亦有产。据《本草纲目》记载，对益精壮阳、补肾精、阳痿、精少、早泄遗精、腰膝酸软无力、夜尿频多、形寒怕冷、性功能障碍、前列腺肥大、脚心发热、妇女血带异常、子宫下垂、痛经等有明显

滋补食疗效果。“三九锁阳人参赛”也是敦煌八大怪之一，敦煌以东，在瓜州县城东南约 70km 的戈壁滩上有盛产锁阳的汉代城堡锁阳城。敦煌已开发出锁阳咖啡和锁阳酒（敦煌力酒）等系列锁阳产品，功效显著，深受游客欢迎。

6. 旅游节庆

（1）库姆塔格沙漠旅游节。举行以“沙漠探险”、“沙漠旅游”、“沙雕”和“沙漠旅游商品展示会”以及“徒步穿越沙漠大赛”、“沙漠摄影大赛”、“沙画大赛”等赛事为主要内容的沙漠旅游节。

（2）库姆塔格沙漠越野挑战赛。可以举行徒步、越野车、摩托车沙漠越野挑战比赛。越野车和摩托车越野挑战赛要通过组织各项救援设施齐全的专业车队进行越野体验。开展上述挑战赛前，需要认知、勘探道路，确保人和车的安全。

（3）库姆塔格沙漠体育节。举行赛马、赛骆驼、摔跤、沙漠排球、沙漠足球比赛、赛骑驼比赛、沙地赛马、沙漠野战竞技体育运动、沙地卡丁车、沙地越野车、摩托车、沙漠飞伞等等比赛项目，打造沙漠体育运动品牌，积极引导、组织游客开展群众性沙地健身运动，在旅游、休闲、娱乐中全身心地感受体育健身活动带来的快乐。

11.2.3 旅游开发中应注意的问题

目前中国的沙漠旅游发展中普遍存在产品种类单一、体验缺乏深度，旅游产品雷同、没有形成品牌，安全保障体系不健全等问题，加之库姆塔格沙漠地区自然生态脆弱，旅游开发中要注意以下问题。

1. 生态环境保护

（1）编制风沙地貌遗产旅游开发规划。对本地区风沙地貌遗产的单体及其富集程度、规模、特征等进行调查、评价，编制风沙地貌遗产旅游开发规划，合理确定区内风沙地貌遗产旅游开发的序位、地域、项目、规模等，按发展规划确定的时序、规模和环境容量、环保要求进行开发，做到开发与保护并重，以开发促保护，以保护带开发。

（2）开展旅游环境调查和影响评价。以保护生态环境为前提，按照风沙地貌遗产的类型，进行旅游环境调查和旅游活动影响评价，确定合理的旅游环境容量并严格执行。例如雅丹地质公园内应全面禁止机动车辆进入，行人行为也要约束，以保护地表覆盖沙砾石。

（3）以开发促保护实现人与自然和谐。树立保护性开发的资源观，以可持续发展理论为指导，使得开发与保护同步进行，注重旅游资源的可持续利用和旅游经济的可持续发展。在旅游资源转化为旅游产品的过程中，在资源保护的基础上，强调旅游开发的技术途径，并在获得旅游收益的同时，对重点景区进行科学的维护、修缮，达到

开发促进保护的目的，从真正意义上体现人与自然的和谐。

2. 旅游形象与安全管理

(1) 打造"大敦煌"旅游品牌形象。以"大敦煌"地区为旅游开发单元，以该地区文脉（敦煌是三大文明的交汇地、莫高窟世界文化遗产、汉长城、玉门关、阳光边塞）与地脉（沙漠、雅丹、戈壁）为基点，以"丝绸之路"联合申遗为契机，打造"大漠神奇、文明交汇、旅行安全"的"大敦煌"旅游品牌形象，尽快改变大众旅游市场对沙漠旅游存在生命危险的不良感知形象。

(2) 建立旅游危机预警和管理机制。风沙地貌遗产旅游开发后，一定要做好旅游危机预警工作，建立危机管理机制，以保证游客的人身安全。例如，库姆塔格沙漠发生沙尘暴的概率很高，必须做好相应的应急预案；在沙漠和雅丹中行走，游客极易迷路，要事前做好道路标识系统并采取保护措施；沙漠中行车容易发生机械故障，要做好配件供应系统等。

(3) 加大组合式旅游市场营销力度。激烈的旅游市场竞争使旅游促销投入在市场营销中显得尤为重要。以产品提升品牌，以品牌带动营销。紧扣敦煌的旅游特色做好形象定位，把沙漠旅游产品纳入"丝绸之路游"的系列产品之中，使之相辅相成，产生组合优势，依靠城市的旅游知名度带动沙漠旅游产品的推销，借助已形成一定旅游基础和经济发展实力的景区为龙头产品实现品牌知名，将其作为沙漠旅游的重要集散地。

3. 基础设施

(1) 完善以交通为主的基础设施。目前库姆塔格沙漠地区的风沙地貌遗产旅游资源还未得到有效的开发利用，交通条件和可进入性是关键因素之一。为适应旅游开发需要，借力重大项目建设（如"以敦煌为重点的太阳能发电示范基地"建设项目），逐步完善旅游区以交通为主的基础设施，通过沙漠公路把旅游者带进沙漠，揭开沙漠神秘的面纱。

(2) 完善旅游配套设施。进一步推动旅游资源开发和景区经营性项目市场化，加快主要景区景点建设，完善旅游配套设施，不断提升接待能力和服务质量。要加快建设旅游信息网络平台，提供公益性、基础性旅游资讯服务。

11.3 雅丹地貌申请世界自然遗产的建议

世界遗产是人类共有的文化及自然财富，自 1972 年《保护世界文化和自然遗产公约》实施以来获得了广泛的认可，申报世界遗产越来越成为一些地区提升旅游形象、增加经济增长点的重要途径。关于世界遗产的研究也随之展开，主要的研究内容包括世界遗产所具有的自然、文化以及经济价值（Kim et al.，2007），人类活动及自然环境变迁对世界遗产的影响（Haynes et al.，2000），世界遗产地的环境问题

(Paina et al.，1998)，世界遗产的保护（Zoppi et al.，2004)、管理和应用(Maikhuri et al.，2001)，世界遗产保护技术及方法（Kucukkaya，2004)，世界遗产发展区域差异以及发展趋势（Steinberg，1996)，潜在世界遗产研究等（Kingsford，2001；葛云健等，2009)。自1985年加入联合国教科文组织《保护世界文化和自然遗产公约》以来，中国已有40项世界遗产，其中自然遗产8处，世界文化遗产26处，文化和自然混合遗产4处，文化景观2处。与此同时，国内学者对世界遗产的研究也不断加强，从1985年到2006年国内关于世界遗产的研究文献达到了278篇，研究主题包括历史研究、价值特色、环境科学、遗产保护、旅游开发、可持续发展（保护与发展）等6大类（向岚麟，2009)，研究范围逐渐扩大，遗产概念不断深化。但是关于潜在遗产的价值分析与研究还比较少。

地貌遗产是世界遗产的重要组成部分。联合国教科文组织《保护世界文化和自然遗产公约》和《地质公园计划》两项工程所涉及的自然遗产和地质遗产都包括了地貌遗产。目前许多列入《世界自然遗产名录》的自然遗产就是由于其本身具有的典型或独特地貌类型。如岩溶地貌有中国的九寨沟、黄龙寺，美国的猛犸洞系统、黄石公园、克罗地亚普利特维斯公园，土耳其梅花堡，越南下九龙湾。河流地貌有中国云南三江并流、美国科罗拉多大峡谷和佛罗里达大沼泽地公园、阿根廷的伊瓜苏瀑布等。沙漠的自然遗产价值也开始为人关注。2009年，阿拉善沙漠地质公园正式入选世界地质公园，成为目前全球唯一以沙漠为主题的世界地质公园。中国的干旱区是亚洲中部干旱区的的重要组成部分，有多种多样的风成地貌，其中包括典型的雅丹地貌。2003年在甘肃省政协九届一次会议期间，省政协委员李并成建议雅丹地貌申遗，以利于对雅丹地貌遗产的保护和开发。但是，雅丹地貌申遗工作并没有如期开展，关于雅丹地貌申遗的相关研究迄今还十分薄弱。中国干旱区的雅丹地貌区是雅丹的“故乡”，与世界其他地区的雅丹地貌区相比，具有突出的地位，是以雅丹地貌为主题申请世界自然遗产最有竞争力的候选者。

鉴于库姆塔格沙漠地区雅丹地貌的典型性和突出的美学价值，建议将该地区的雅丹与中国其他地区的雅丹（柴达木盆地西北部、新疆罗布泊周围、准格尔盆地东部的五彩湾、将军戈壁魔鬼城、克拉玛依魔鬼城）联合起来，以“中国雅丹”的名义申报世界自然遗产。本节将讨论中国雅丹的世界遗产价值、申遗的意义和程序。

11.3.1 中国雅丹的世界遗产价值

按照《保护世界文化和自然遗产公约》规定，世界自然遗产包括三大类型：第一类指从美学或科学角度看，具有突出的普遍价值的、由自然和生物结构所组成的自然面貌；第二类指有突出的普遍价值的自然结构，以及明确规定的濒危动植物物种生活境区；第三类指从科学、保护或自然美的角度来看，具有突出的普遍价值的天然名胜或明确划定的自然区域。中国雅丹属于第一类。

《世界遗产公约操作指南》是申报世界遗产的指导性文件。按照其规定，符合以下四个标准之一即可确定为世界自然遗产：①绝妙的自然现象或具有罕见自然美的地区；②是地球演化史中重要阶段的突出例证，包括生命记载和地貌演变中的地质过程或显著的地质或地貌特征；③突出代表了陆地、淡水、海岸和海洋生物系统及动植物群落演变、发展的生态和生理过程；④是生物多样性原地保护的最重要的自然栖息地，包括从科学和保护角度看，具有突出的普遍价值的濒危物种栖息地（UNESCO，2010）。中国雅丹地貌符合申报世界自然遗产的三个标准。

1. 美学价值

雅丹地貌以其千姿百态、风姿万千的地貌形态著称，使之成为戈壁沙漠中一道独特的景观，被誉为世界一大奇观。一些中大型雅丹群，风蚀谷狭窄，雅丹造型丰富多彩，风蚀地貌的类型齐全，各种沟谷、洼地、石柱、石蘑、石笋、石亭等组合形态各异，形成了层层叠叠、竖立横卧、错落有致的壮美景观。

中国雅丹的美主要体现出奇、险、幽、古、魅五大特点（姜红忠，2004）："奇"是指雅丹地貌形态奇特，有的如同一座古城，有城墙、街道、大楼、广场、教堂、雕塑，有的则像动物，仪态万千，气势不凡，最著名的当属敦煌雅丹地质公园的雅丹，其造型一排排朝一个方向展开，壮观景面犹如排列整齐的舰队驶向大海，奇妙无比。"险"指雅丹地貌"顶平、身陡"的特点，巨大的土墩台多高达数十米，侧壁陡立，盛行风向的一面又曲折婉转，成可攀登之势，登上土墩的平顶，风声在耳旁呼啸而过，俯视山下地物，群鬼狰狞，令人不寒而栗。"幽"是指雅丹土丘之间凹地迂回曲折，深邃而又幽静。"古"是指雅丹地貌形成历史久远及其所承载的古老文化，如：古长城遗址、举世闻名的丝路文化以及大量古城遗址，使得雅丹地貌更加神秘。"魅"是指雅丹地貌的诡秘，有的像荒废的城堡矗立在地面上，每到夜晚，尖厉的大风发出巨大的声响，令人毛骨悚然，素以"魔鬼城"的外号闻名于世。可以说，雅丹地貌集风沙地貌众多的美景于一体，并体现出极高的美学价值。可见，中国雅丹地貌符合世界遗产的第一个标准：绝妙的自然现象或具有罕见自然美的地区。

2. 蕴含着干旱荒漠区环境与地貌演化进程的丰富信息

中国的雅丹地貌分布区在晚第三纪以前还是"特提斯海"的组成部分，在晚第三纪，雅丹地貌主要分布的西北柴达木盆地和罗布泊地区因为阿尔金山的隆起和北山抬升，两侧边缘湖区上升为高的台地或低山，而中间陷落部分则形成了古湖湾或者古大河，这样就在这些古河湖的底层形成了一些沉积，这些河湖底层的沉积则成了雅丹地貌形成不可或缺的条件。从晚始新世开始发生了两次喜马拉雅运动，这个时期青藏高原隆起，导致了环流形势的改变（如海平面气压、500 hPa 高度场、100 hPa 高度场等）（范广洲和程国栋，2003a），成为加剧东亚季风的重要驱动力，同时来自印度洋的暖湿气流受到青藏高原的阻挡，下沉气流强盛，内陆性加强，这样就逐渐地以夏季

风为主的亚洲季风系统彻底取代了古行星风系（范广洲和程国栋，2003b），使得西北干旱区和半干旱区逐渐变干，这些地区的水逐渐消失后，留下的古河湖相沉积则构成了中国西北地区雅丹地貌的地质基础（郑本兴等，2002）。这个时期，东亚季风加强，从蒙古高原南下的强劲北风是雅丹地貌形成的主要外营力，除此之外，水蚀作用也不可忽视（有的雅丹地貌群更是以水蚀作用为主导外营力，如敦煌雅丹地貌）。中国不同地区的雅丹地貌都有其不同的主导外营力，据此，有学者将雅丹地貌分为：以风蚀为主的雅丹地貌类型、以水蚀为主的雅丹地貌类型和以流水和风蚀共同作用下形成的雅丹地貌类型（夏训诚，2007）。这是由其所处的地质构造、地理环境、气候特点决定的。可见，中国的雅丹地貌是在以古河湖相为主的沉积物基础上，风蚀作用等外营力长期侵蚀塑造而成，雅丹地貌的形成见证了雅丹地貌分布区环境的演化过程。因此，中国雅丹地貌蕴含着干旱荒漠区环境与地貌演化进程的丰富信息。它符合申报世界遗产的第二个标准：是地球演化史中重要阶段的突出例证。

3. 濒危动物的栖息地

中国雅丹地貌主要分布在深居内陆的西北部，属于极端干旱荒漠，使得该地区的野生动物在长期的进化过程中形成了特殊的生理-生态适应，从而形成了独特的荒漠动物群，它们大多是中国乃至世界上一些极为珍稀的濒危动物。据统计，仅罗布泊雅丹地貌分布区就有各类珍稀濒危的脊椎动物 50 种，其中国家一级保护动物 4 种，如新疆大头鱼、野骆驼等；二级保护动物 28 种，如盘羊、马鹿等；省一级保护动物 8 种，二级保护动物 10 种；华盛顿公约(CITES)附录Ⅰ保护动物 2 种（游隼、盘羊），附录Ⅱ保护动物 21 种；世界自然保护联盟（IUCN）红皮书保护动物 7 种，如塔里木兔、鹅猴羚等等；中国红皮书保护动物物种 21 种（夏训诚，2007）。这些动物都具有重要的科学研究价值、保护价值以及经济价值。这符合世界遗产的第四个标准：是珍稀或濒危动植物种的栖息地。

4. 科研价值

研究发现，雅丹地貌群是水平岩层在暂时（间歇）性流水与风力作用下形成的典型的第四纪地质遗迹和自然地理景观。这些中更新世湖泊相沉积物中发育出的各种沉积构造，如平行层理、交错层理、波痕、泥裂等地貌，都是很好的沉积学研究资料。雅丹地貌完美、独特品质对于研究风蚀地貌的动力和演变机制有重要的科研价值，通过对沉积地层的研究，还可以恢复古亚欧大陆干旱区的原有风貌。在中国众多雅丹地貌群中，地貌类型丰富，完整的分布着雅丹地貌发育早期、中期和晚期的不同地貌形态，典型地反映了雅丹地貌发育演变的动态过程，也使它成为研究亚欧大陆干旱荒漠区地质和地貌演化过程的“活化石”和杰出范例。可见，中国雅丹地貌具有极大的科研价值。

5. 旅游开发价值

旅游资源的开发价值是指旅游资源用于开发、发展旅游业，满足旅游者消费需求，进而获取真正效益的价值，旅游开发的价值受旅游资源价值、吸引力、旅游资源的知名度及旅游者行为特征、区域旅游开发条件等因素的影响（敖爱玲，2009）。中国雅丹地貌的旅游开发价值极大，一是由于雅丹地貌的独特性，其中敦煌雅丹地貌是迄今为止在世界上发现的规模较大、地质形态发育最成熟、最具观赏价值的雅丹地貌群落，这一突出优势决定了中国雅丹的资源级别高，吸引力强，价值大。二是中国雅丹地貌的知名度，中国雅丹地貌具有极高的观赏价值，被誉为世界一大奇观，同时它作为研究干旱荒漠区地质地貌的重要载体，具有极高的科研价值，近几年来，随着敦煌雅丹地质公园的建立，雅丹地貌旅游业的兴起，中国雅丹正逐渐被世人所知道，其知名度也越来越大。只要我们能抓住旅游市场这一立足点，对中国的雅丹地貌进行合理规划和资源整合，雅丹地貌极大的旅游开发价值将会逐渐凸现出来。

11.3.2 中国雅丹地貌申遗的意义

1. 保护雅丹地貌遗产

中国雅丹地貌类型多样、造型奇特，被誉为世界一大奇观，雅丹地貌一直处于一种动态的存在中，它有自己特定的演化过程，我们所能见到的只是雅丹地貌演化过程中的某个片段。然而在游客旅游过程中，对雅丹体的随意攀登，已经使一些珍贵的景点受到不同程度的破坏，大大加速了雅丹地貌的消失过程；而机动车辆的活动，对雅丹地貌造成的破坏更是无法挽回的。如果雅丹地貌能被列入《世界遗产名录》，将会极大地提高景区的保护和管理水平，以此来规范游客在雅丹地貌景观中的行为以及加强对雅丹地貌的保护，从而促进雅丹地貌健康、持续发展。同时，申遗的成功能极大地提高中国雅丹的国际知名度，让更多的人了解雅丹地貌的形成与演化机制，并集合世界上更多的力量，使用更先进的技术参与到这一世界奇观的保护中来。

2. 对中国申遗事业的贡献

自 1985 年中国加入联合国教科文组织《保护世界文化和自然遗产公约》以来，在中国大地上掀起了一股申报世界遗产的热潮。从中国目前已有的 40 处世界遗产（世界文化遗产 26 处，世界自然遗产 8 处，文化和自然混合遗产 4 处，文化景观 2 处）来看，中国在以往申报世界遗产的工作中更偏向于文化遗产，自然遗产数偏少，这与作为领土面积居世界第三、地大物博的世界大国形象是极不相称的。在中国已有的 8 处自然遗产中只有南方喀斯特、三江源和丹霞地貌能凸现出地质演进这一特色。雅丹地貌申报世界自然遗产，符合世界遗产中心对自然遗产的考察重点，其申遗成功也将使中国的世界遗产类型更加丰富和全面。

3. 促进西北地区社会经济发展

中国雅丹地貌分布在我国经济比较落后的西北地区，如果中国雅丹地貌能成为世界自然遗产，将产生巨大的经济效益。根据《世界文化和自然世界遗产公约》中的规定："缔约国均可要求对本国领土内组成具有突出的普遍价值的文化或自然遗产之财产给予国际援助"，这意味着我国西北地区将能争取到更多的技术和资金支持，还可在联合国教科文组织（UNESCO）的帮助下发展经济。同时，UNESCO 及世界自然保护联盟（IUCN）还将提供经济、技术、设备及人员培训方面的支持，提供与其他机构（如世界粮农组织、联合国开发计划署）、银行（如 World Bank）、各种基金会（如 WWF）合作的机会。这些无疑将会成为发展西北地区经济的强劲动力。同时，如果中国雅丹能被列入《世界遗产名录》，将极大地提高中国雅丹地貌的知名度，这对于推动雅丹地貌分布区旅游业发展具有不可估量的作用，特别是对于推进大敦煌地区的旅游业发展具有重要意义，将更加巩固旅游业在该地区社会经济发展中的支柱地位，进一步带动该地区产业结构调整，提高当地人民的生活水平。中国雅丹地貌分布区具有悠久的历史和深厚的文化底蕴，中国雅丹的申遗成功将有利于该地区历史遗迹的保护和宣传，尤其是将会极大地推动我国丝路文化旅游的发展。

11.3.3 设想与建议

目前，关于中国雅丹地貌的学术性研究还比较少，关于中国雅丹地貌申遗的研究更是空白，这多少跟中国雅丹地貌处于人迹罕至的大西北、没有得到学者的足够重视有关系。根据 2004 年的《苏州决定》，2006 年起，每年每个缔约国最多可申报两项世界遗产，其中至少有一项是自然遗产项目（赵星等，2007），这意味着世界文化遗产的申报难度越来越大，而自然遗产的申报阻力将会减小。雅丹地貌与丹霞地貌一样，是中国极为珍贵的地貌遗产之一，而丹霞地貌在 2010 年 8 月成功进入《世界遗产名录》则表明雅丹地貌申遗的可能性，同时也为中国雅丹地貌的申遗工作起到了很好的借鉴作用。所以，建议有关部门尽快展开中国雅丹地貌的世界遗产申报工作。

雅丹地貌在中国很多地方均有分布，建议在申遗过程中借鉴中国南方喀斯特地貌以及丹霞地貌的申遗经验，由新疆、甘肃、青海等雅丹分布的主要省份联合申报，这样就可以整合各地的优势，提高申遗成功的可能性。中国雅丹的申遗工作应该从以下几点入手：

(1) 争取早日进入《中国世界遗产预备名单》。目前，"中国雅丹"尚未进入《中国世界遗产预备名单》。按照联合国教科文组织的规定，至少每 10 年要修订一次世界遗产预备名单。中国目前的预备名单是 2006 年修订的，下一次修订可能要到 2016 年。因此，争取早日进入《中国世界遗产预备名单》是中国雅丹申遗的当务之急。

（2）成立申遗组织，启动申遗工作。为了早日进入《中国世界遗产预备名单》，需要成立申遗工作组织，正式启动“中国雅丹”申报世界自然遗产工作。住房与城乡建设部是世界自然遗产的主管单位。建议由住建部牵头，成立“中国雅丹”申报世界自然遗产协调领导小组，由新疆、甘肃和青海三省区推荐专家组成申遗专家组，联合开展申遗筹备工作。

（3）做好中国雅丹申遗材料准备工作。围绕申报需要，委托相关专家，全面深入地开展雅丹地貌的科学和美学价值研究，认真做好申遗材料准备工作，广泛收集对申遗有用的资料，按照统一规定的严格格式和内容，撰写申报文本，包括文字、图纸、幻灯、照片、录像或光盘等。同时，做好雅丹分布区的管理和雅丹保护工作。

（4）对比申遗的相关标准，深入开展中国雅丹地貌遗产价值研究。同时，要认真了解和熟悉《世界遗产名录》，申报世界遗产不能局限在中国独特、国内唯一的框架里面，尤其是要注意《世界遗产名录》里面是否有同类项目，并加以对比研究，做到知己知彼（刘红婴等，2003）。

（5）做好中国雅丹申遗的宣传工作。利用各种媒体加大中国雅丹地貌的宣传力度，提高中国雅丹地貌的知名度。雅丹地貌的开发目前还处起步的阶段，再加上地处大西北，所以还鲜为人知。为了扩大雅丹地貌在国内外的影响力，保证申遗工作顺利进行，当地政府应充分利用网络、电视、电话、报刊等各种媒体，加大中国雅丹地貌的宣传力度，提高中国雅丹的知名度，为中国雅丹地貌申报世界自然遗产提供良好的社会环境。

11.3.4 中国雅丹地貌申遗程序

按照《保护世界文化和自然遗产公约》规定，申报成为世界遗产需要经过以下程序：

（1）列入本国的世界遗产预备名单（该名单向世界遗产委员会递交，使本国的预备名单进入联合国教科文组织的《世界文化与自然遗产预备名单》，进入该名单是申遗的第一步）。

（2）从预备名单中筛选要列入《世界遗产公约》的遗产。

（3）填写提名表格并寄送联合国教科文组织世界遗产中心。

（4）联合国教科文组织世界遗产中心检查提名是否完全，并送交国际自然与自然资源保护联盟（IUCN）和/或国际古迹遗址理事会（ICOMOS）评审。其中，世界自然遗产送交国际自然与自然资源保护联盟（IUCN）评审。

（5）国际自然与自然资源保护联盟（IUCN）和/或国际古迹遗址理事会（ICOMOS）的专家到现场评估遗产的保护和管理情况。

（6）按照文化与自然遗产的标准，国际自然与自然资源保护联盟（IUCN）和/或国际古迹遗址理事会（ICOMOS）对上交的提名进行评审。其中，世界自然遗产由国际自然与自然资源保护联盟（IUCN）评审。

（7）国际自然与自然资源保护联盟（IUCN）和/或国际古迹遗址理事会（ICOMOS）做出评估报告。

（8）世界遗产委员会主席团的 7 名成员审查提名评估报告，并向委员会做出推荐。

（9）由 21 名成员组成的世界遗产委员会最终做出录入、推迟录入或淘汰的决定。

参 考 文 献

敖爱玲．2009．“诺门罕战争遗址”旅游开发价值评析．呼伦贝尔学报，17（2）：9－11.

单之蔷．2007．中国国家地理，（11）．

段汉明．2010．地质美学．北京：科学出版社．

范广洲，程国栋．2003a．青藏高原隆升对西北干旱气候形成影响的模拟（Ⅰ）：对大气环流影响．高原气象，22（增刊）：45－56.

范广洲，程国栋．2003b．青藏高原隆升对西北干旱气候形成影响的模拟（Ⅱ）：水汽收支及高原动力、热力作用的影响．高原气象，22：58－66.

葛云健，杨桂山，张忍顺等．2009．江苏沿海辐射沙洲申报世界自然遗产预研究．南京师范大学报（自然科学版），32（3）：125－129.

姜红忠．2004．雅丹地貌生态地质旅游价值探讨——以新疆哈密魔鬼城为例．新疆有色金属，2004（增刊）：9－10.

雷昌贵，陈锦屏，卢大新．2006．红枣的营养成分及其保健功能．现代生物医学进展，6（3）：56－62.

李吉均，程国栋．1994．西部资源环境文集．兰州：兰州大学出版社．

刘红婴，王建民．2003．世界遗产概论．北京：中国旅游出版社．

鹿化煜，王先彦，李郎平．2008．晚新生代亚洲干旱气候发展与全球变冷联系的风尘沉积证据．第四纪研究，28（5）：949－956.

苗学玲．2004．旅游商品概念性定义与旅游纪念品的地方特色．旅游学刊，19（1）：27－31.

维多克·密德尔敦．2001．旅游营销学．北京：中国旅游出版社．

夏训诚，赵元杰．2005．罗布泊地区环境研究的若干新进展．中国科学基金，4：196－200.

夏训诚．2007．中国罗布泊．北京：科学出版社．

向岚麟．2009．近 22 年世界遗产地研究进展——基于 13 种中文期刊的考察．旅游学刊，24（4）：85－88.

杨镰．2005．黑戈壁．北京：知识出版社．

赵星，李江海，王运．2007．世界山脉遗产对比研究及对我国自然遗产申报的建议．地质论评，53：165－167.

郑本兴，张林源，胡孝宏．2002．玉门关西雅丹地貌的分布和特征及形成时代问题．中国沙漠，22（1）：40－46.

郑永红，韦晓瑜，龙继红．2010．罗布麻叶中黄酮类成分研究进展．今日药学，20（8）：5－7.

Getz Donald. 1997. Event Management and Event Tourism. New York: Cognizant Communication Corporation.

Haynes D, Muller J, Carter S. 2000. Pesticide and herbicide residues in sediments and sea grasses from the Great Barrier Reef World Heritage area and Queensland Coast. Marine Pollution Bulletin, 41 (7－12): 279－287.

Kucukkaya A G. 2004. Photogrammetry and remotesensing in archeology. Journal of Quantitaqtive Spectroscopy& Radiative& Transfer, (88): 83－88.

Kim S S, Wong K K F, Cho M. 2007. Assessing the economic value of a World Heritage site and willingness-to-pay determinants: A case of Changdeok Palace. Tourism Management, 28 (1): 317－322.

Kingsford R T. 2001. Development strains on Australia's greatest desert river system Cooper Greek. IPAA National Conference.

Maikhuri R K, Nautiyal S, Rao K S. 2001. Conservation policy-people conflicts: a case study from Nanda Devi Biosphere Reserve (a World Heritage Site) India. Forest Policy and economics, (2): 355－365.

Paina D J, Sanchezb A, Meharg A A. 1998. The Donana ecological disaster: Contamination of a World Heritage estuarine marsh ecosystem with acidified pyritemine waste. The Science of the Total Environment, (222): 45－54.

Panizza M, Piacente S. 2003. Geomorfologia culturale. Pitagora, Bologna: 350.

Panizza, M. 2001. Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. Chinese Science Bulletin, 46: 4－6.

Steinberg F. 1996. Conservation and rehabilitation of Urban Heritage in developing countries. Habitat Int, 20 (3): 463－475.

UNESCO. 2010. Operational guidelines for the implementation of the World Heritage convention. 2010-07-01.

Waele J D, Melis M T. 2009. Geomorphology and geomorphological heritage of the Ifrane Azrou region (Middle Atlas, Morocco) . Environmental Geology, 58: 587－599.

Zoppi U, Barbetti M, Fletcher R. 2004. The contribution of ^{14}C AMS dating to the Greater Angkor archaeological project. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, (223/224): 681－685.

第 12 章 风沙危害与防治

区域风沙地貌研究在实践中应用的另外一个方面就是风沙危害的防治。风沙危害是相对于人类生存这一中心事物而言的，所以，库姆塔格沙漠的风沙危害及其防治的任务主要集中在沙漠边缘地区，特别是敦煌市境内的一些地区。库姆塔格沙漠的风沙危害的突出特点表现为戈壁风沙流，因此，本章在了解库姆塔格沙漠边缘风沙危害类型基础上，对戈壁风沙流的通量廓线和速度进行了风洞模拟实验，对实验结果进行了深入的分析与讨论。敦煌莫高窟的风沙危害已引起中国政府和国际社会的广泛关注，因此，在戈壁风沙流的防治方面，重点介绍了莫高窟的成功实践，以期对类似地区和相似类型的风沙危害防治有所启发。

12.1 风沙危害类型与形式

风沙危害是自然灾害的一种形式，轻则造成人体感觉的不适和生活上的不便，重则造成财产损失、人员伤亡、资源与环境破坏、社会系统混乱，影响久远。像其他自然灾害一样，风沙危害是相对于人类这个中心事物而言的，因此，距人类活动的地方愈远，风沙危害愈轻。库姆塔格沙漠腹地为无人区，风沙危害轻微，作为沙尘源区，在沙尘暴过程中，造成人类活动区空气质量的下降，所以，至少不是目前情况下风沙危害防治的对象。严重和直接的风沙危害均发生在沙漠的边缘，主要在沙漠东部和南部甘肃省敦煌市管辖区域内。风沙危害是社会与自然综合作用的产物，在库姆塔格沙漠边缘，特别是敦煌地区特殊的社会系统决定了其风沙危害的类型与特点。根据风沙危害受害体的不同，库姆塔格沙漠的风沙危害可分为灌溉绿洲的风沙危害、文物古迹的风沙危害、旅游风景区的风沙危害、自然保护区的风沙危害以及交通、通信线路和水系的风沙危害等。根据致害因子，即风沙活动的特点，风沙危害可分为吹蚀、磨蚀、沙丘前移、沙埋和浮沉侵入等形式。

12.1.1 灌溉绿洲的风沙危害

敦煌的绿洲面积约为1400 km^2，该绿洲是这座具有近4000年文明历史的文化名城赖以存在的基础，在疏勒河冲积扇边缘和疏勒河、党河沿岸呈零星分布。党河下游的敦煌绿洲和西土沟下游的阳关绿洲是库姆塔格沙漠边缘两片最大的绿洲，此外还有二墩、红柳湾和多坝沟等小片绿洲。“绿洲”是干旱区特有的术语，与“沙漠”相对

应，水资源是绿洲存在的前提条件。古希腊人把利比亚沙漠中肥沃、富庶、可以居住和饮水的地方称为“绿洲”。敦煌的绿洲开垦史始于汉代，历史上的绿洲开垦使绿洲的面积不断扩大，在改善当地生态环境和经济发展方面的重大意义是毋容置疑的。但任何事物的存在都会在不同程度上为其进一步发展造成不利的影响，敦煌灌溉绿洲也面临可持续发展的问题。对灌溉绿洲的威胁首当其冲是风沙危害，绿洲风沙危害的形式以沙丘前移为主，其次是土壤风蚀。长期以来，当地人民经过艰巨辛勤的劳动，在绿洲内部和边缘营造了防护林网，减弱了风沙危害，但由于水资源方面的问题，林网本身也面临可持续发展的问题。对此，近年来社会各界和国家领导人呼吁加大敦煌治沙力度，避免使其变成“第二个楼兰”。

敦煌绿洲目前面临以下几方面的环境问题（张明泉等，2003）：

（1）严重缺水，生态环境脆弱。敦煌盆地土地面积大，人口相对较少，多年平均降水量仅为39.8 mm，水资源总量为4.47亿m^3。虽然水资源的人均拥有量高于全国平均值，但每平方千米水资源拥有量是全国平均数的4.86%。水资源集中分布在敦煌盆地南部党河中上游河谷区及其冲洪积扇地带，河流下游及其余地区水资源极为匮乏。有限的水资源养育了有限的绿洲，只有在绿洲范围内，才具有人类生存的基本环境条件，才具备社会经济发展的基本条件，才使人类在这里繁衍发展。而盆地内大片的土地因严重缺水而呈现为戈壁、沙漠等景观，空气十分干燥，蒸发量大，生态环境相当恶劣，人类在这些地区很难生存和发展。可见，敦煌盆地的总面积虽然大，但水资源及其养育的绿洲面积十分有限，适宜人类生活、有利于社会经济发展的环境条件和空间也相当有限。

（2）地下水动态平衡被破坏，水位大幅度下降。敦煌盆地水资源和土地资源的匹配严重失调。当地农民为了近期利益，盲目开垦扩大灌溉面积，地表水源不足，就盲目打井开采地下水，而且井越打越多，越打越深，大量抽取地下水，破坏了地下水的自然平衡，造成水位大幅度下降。监测资料显示，近年来，敦煌盆地绿洲区及其南部地区，地下水位累计下降达9～11 m，而且近几年来地下水位下降有加速的趋势。地下水位的持续下降已经对生态环境造成了不良后果。

（3）盆地内原有河水断流，植被连片枯死。人工水库建设造成的河水断流，使党河水库下游和疏勒河敦煌境内河段干涸，造成两岸植被退化，一些天然红柳林和梧桐树逐渐枯死。再加上超量开采地下水造成的区域性地下水位大幅度下降，已对敦煌盆地的生态环境产生了明显的负面影响。在敦煌绿洲东部和南湖阳关等地带，昔日沃野千里、水草茂盛的连片绿洲和耕地，如今却是城废人迁。民国时期的撞田和20世纪50年代新开垦的农场现在也都变成了荒漠地。

（4）下游地下水蒸发浓缩，土地盐演化加剧。由于敦煌盆地属于典型的内陆河流域，在盆地中部的一些低洼地带，表层多为松散的亚黏土，径流条件不好，地下水排泄主要是潜水蒸发。在强烈的蒸发作用下，潜水的含盐量越来越高，地下水矿化度达3.0～10.0 $g \cdot L^{-1}$。在这些地区发展农业，由于淡水十分缺乏，人们不得不抽取高矿

化度的水进行灌溉，长此以往，不仅使作物产量低下，而且造成土壤次生盐渍化。干旱浓缩作用占优势的内陆盆地，土壤盐渍化形成后很难逆转，即使停止高矿化水灌溉和降低地下水位，盐碱土仍然存在，这是由敦煌地区降水少、蒸发强、土壤盐碱不能被淋滤的特点所决定的。2000 年敦煌市盐渍化土地面积已达239 854 hm^2，占总土地面积的 7.7%。

(5) 更多的绿洲处于沙漠、戈壁包围之中。严重短缺的水资源和极端干旱的气候环境，加之人类对自然资源的过度开发及不合理的生产活动，致使沙漠化土地面积有增无减。荒漠化的发展成为该区最为严重的生态环境问题。敦煌盆地的沙漠主要集中在鸣沙山一带和党河左岸及其下游地区。统计资料表明，20 世纪 90 年代敦煌市荒漠化土地面积为2 527 658 hm^2，占敦煌土地总面积的 81.6%；而到 2001 年，荒漠化土地面积增加到了2 707 335 hm^2，净增 7.0%。

12.1.2 文物古迹的风沙危害

敦煌历史悠久，地理位置特殊，是“丝绸之路”河西道、羌中道（青海道）、西域南、北道交汇处的边关要塞，保存的古代文化遗产丰富。敦煌市域内的文物保护单位共计 241 处，其中国家级重点文物保护单位 3 处，省级 8 处，市级 46 处（王晓云等，2009）。比较重要的文物保护单位有莫高窟、沙洲古城、阳关、玉门关、河仓城、寿昌城、马圈湾、汉长城 7 处遗址、佛爷庙—新店台、祁家湾墓群等。敦煌市大部分文物古迹分布于沙漠或沙漠化区域，土地沙漠化已经对境内的文物古迹造成严重危害和威胁。莫高窟和寿昌城遗址直接处于重度沙漠化地带，阳关和玉门关遗址处于中度沙漠化地带，悬泉置遗址、西千佛洞、河仓古城、马圈湾遗址以及汉长城大部处于轻度沙漠化地带，只有敦煌郡古城和古墓群处于无沙漠化地带（王晓云等，2009）。

1. 处于重度沙漠化地带的文物古迹

重度沙漠化地区主要分布在库姆塔格沙漠北缘、敦煌绿洲以北以东的外围地区。处于重度沙漠化地带的文物古迹有莫高窟和寿昌城遗址。莫高窟所处的地区是一个多风、风向多变和风沙危害十分严重的区域，近几十年来虽然进行了大量治理，建造了防沙墙、防沙沟、崖顶部防沙栅栏、沙山前沿草方格与栅栏、碎石压沙、戈壁区尼龙网栅栏等窟顶风沙危害综合防护体系，但沙害并未得到完全防治（屈建军等，1996）。寿昌城遗址平面呈矩尺形，东、西、北三面存断续残垣，南面只存墙基城四周和城内大部分地面全被流沙覆盖，沙源丰富，且在敦煌市主导风向在春、夏、秋为东风，冬季为西风的影响下，西面库姆塔格大沙漠方向的流沙也可被搬运至此，使城内流沙堆积，部分墙体已被流沙掩盖，整个古城有被完全埋没的危险。

2. 处于中度沙漠化地带的文物古迹

中度沙漠化地区主要分布在敦煌市西北的麻黄滩、西湖北岸等地区处于中度沙漠

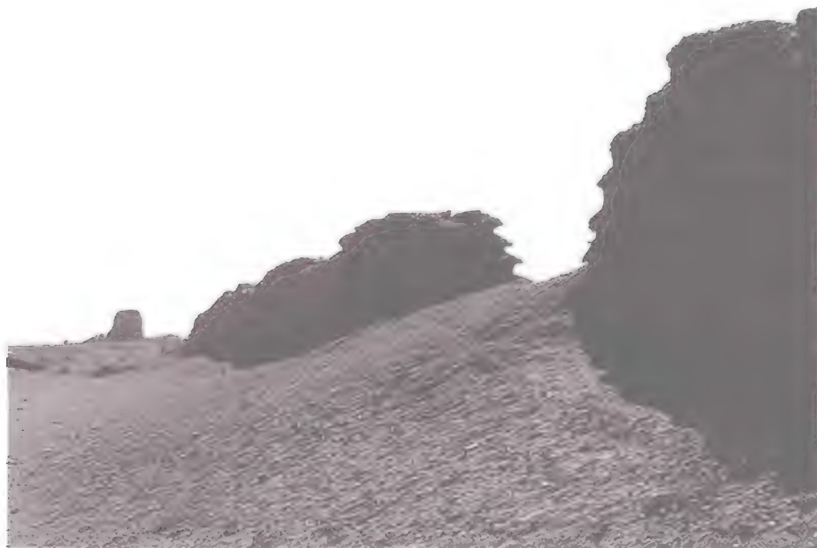


图 12-1 被风沙蚕食的汉长城

Fig. 12-1 Wind erosion of the Great Wall built in Han Dynasty

化地带的文物古迹有阳关、玉门关和部分汉长城（图 12-1）。

阳关遗址是古代中外陆路交通的重要关隘，因受多年的风沙侵蚀，现已荡然无存（敦煌市志编纂委员会，1994），但在阳关遗址周围还有十几座烽燧，其中墩山顶上的烽燧，即阳关烽燧，位于台地最高处，为现存阳关遗址内唯一可见的遗迹（赵海英等，2003）。遗址周围，流沙遍布，阳关烽燧在风蚀和雨蚀作用下，墙体和部分墙基被掏蚀凹进，墙体脱落严重，甚至产生裂隙，西北角有坍塌的危险。玉门关为丝绸古道西出敦煌进入西域北道和中道的必经关口，自古为中原进入西域的门户。玉门关遗址墙体受风沙吹蚀，北墙墙基被掏蚀凹进，严重之处凹进达 1 m 多深，使整个墙体处于不稳定状态。墙体表面受到风沙流的吹蚀和磨蚀作用，墙体变薄，局部被穿通，甚至坍塌(郭青林等，2007)。

3. 处于轻度沙漠化地带的文物古迹

轻度沙漠化地区的分布面积最为广大，主要为疏勒河南岸的大片地区以及敦煌绿洲附近，处于轻度沙漠化地带的文物古迹有悬泉置遗址、西千佛洞、马圈湾遗址、河仓城遗址和汉长城的大部。

悬泉置遗址南依三危山余脉火焰山，北临西沙窝，为汉唐年间安西与敦煌之间往来人员和邮件的一个重要接待和中转的驿站，遗址总面积为22 500 m^2。悬泉置遗址由于地理位置特殊，沙源不足，同时风沙流受到山地阻挡，对遗址的危害较小，但风蚀作用强劲。

西千佛洞位于敦煌市区西南 35 km 处，洞窟开凿在党河岸壁的北侧，窟顶是平

坦的戈壁滩。由于地面干燥多风，而洞窟又处在鸣沙山西缘，西侧不远处便是库姆塔格沙漠，受风沙危害十分严重。西风搬运库姆塔格沙漠移动沙丘的流沙，东风搬运鸣沙山的流沙，在窟顶堆积，对崖体和壁画造成危害。

河仓城，俗称“大方盘城”，是汉代玉门关守卒的粮仓，因临疏勒河，故称“河仓城遗址”。西面约 50m 处是一个湖泊，东面是一片沼泽地，河仓城建在高出湖滩 3 m 多的土台地上。河仓古城遗址四周没有遮蔽物，风沙流对其产生的危害也不容忽视。城墙东南角被风蚀雨蚀掏空，墙体悬空，随时都有可能坍塌墙体表面受到风沙剥蚀，墙体变薄，甚至被穿通，南墙多处坍塌。

马圈湾汉代烽隧遗址位于敦煌市西北 95 km 处，东距玉门关 11 km。由于受到风沙流的吹蚀、磨蚀作用，加之暴雨的击溅作用，烽隧局部墙基被掏蚀凹进，墙体出现片状或块状剥离，甚至坍塌。

4. 未受沙漠化影响的文物古迹

潜在沙漠化地区以及无沙漠化地区主要分布在面积广大的戈壁滩、裸岩山地区以及绿洲农田区。处于潜在或无沙漠化地带的文物古迹是敦煌郡古城，即沙州古城，位于市区西党河西岸，现唯西北角尚有一城墩，残高 16m(敦煌市志编纂委员会，1994)。古城周围为敦煌市建成区，高楼林立，错落有致，因而基本不受沙漠化的影响。

5. 跨越几种沙漠化地区的文物古迹

上述文物古迹所占面积与辽阔的敦煌市域相比，面积较小，因而可以看成是以点状方式存在，其所处的沙漠化环境也比较单一，只涉及一种沙漠化类型。而敦煌市还存在长达 150 km 的汉长城、面积达上百平方公里的古墓群，它们跨越不同的沙漠化程度分级区。汉长城遗址位于敦煌盆地北缘，在敦煌市境内可分为东、中、西三段，以西段为最长。东段东起于安西碱墩，沿疏勒河南岸，逶迤北上，蜿蜒朝西进入敦煌，止于唐家窑附近，处于重度沙漠化地带。此段长城由于墙体磨蚀严重，加上雨蚀的交替作用，使墙体剥离、变薄，甚至被穿通或局部坍塌。中段东起盐池，向西北延伸，止于碱圈附近。此段大部分处于中度沙漠化地带，受土地沙漠化影响较轻。西段东起河仓城大方盘，经哈拉淖儿、玉门关、后坑子后，正西直入马迷兔，大部分处于轻度沙漠化地带，保存较为完好。

在敦煌市辽阔的戈壁滩上，分布着规模宏大的古墓群，其中佛爷庙—新店台墓群东西长约 22 km，南北宽约 5 km，位于敦煌市东安敦公路南侧的戈壁上。祁家湾墓群南北长约 20 km，东西宽约 5 km，位于七里镇河孟家桥以西的戈壁滩上。南湖墓群位于南湖乡境内的绿洲或荒漠上，包括山水沟墓群、西头沟墓群和五圣宫古墓群。这些墓群因缺乏准确的分布范围界线，因而不好界定其跨越几种沙漠化程度地区的情况。但根据相关文献和实地考察所见，可以判定大部分古墓群位于辽阔广袤的戈壁滩上，也有部分位于农耕区，基本未受到沙漠化的影响。

6. 莫高窟的风沙危害

莫高窟，位于敦煌市东南 25km 的鸣沙山东麓，洞窟开挖在大泉河西岸的酒泉砾岩峭壁上。始建于前秦建元二年（公元 366 年），至今已有1600多年的历史，虽经千余年的风风雨雨，现仍保存有十六国后期到北魏、北周、隋、唐、五代、宋、西夏、元等时代的洞窟 492 个，内有壁画45 000 m^2，彩塑2000余身，是当今世界上现存规模宏大、内容丰富、保存完好、艺术精湛的佛教艺术宝库，在中国文化史和世界文化史上占有重要地位。1961 年被国务院批准列为全国重点文物保护单位，1987 年被联合国教科文组织列入世界文化遗产清单。

在中国境内受保护的文物群落中，敦煌莫高窟是受风沙灾害最严重、影响也最大的一处（图 12-2）。因此，关注的人最多，研究程度也最高。风沙对敦煌莫高窟石窟群的危害可概括为积沙危害、风蚀危害、粉尘危害三个方面。积沙危害主要表现是大量积沙造成栈道堵塞，窟檐被压塌。研究结果表明，由于受西北、西南风的影响，使得鸣沙山的风沙流向位于鸣沙山东南、东北方向的莫高窟群方向移动，造成窟区和洞前大量积沙。据敦煌研究院统计，20 世纪 80 年代以前，每年窟前清沙约3000～4000 m^3。



图 12-2　1941 年莫高窟的积沙

Fig. 12-2　Sand accumulation in Mogao Grottoes in 1941

风蚀危害主要是指风沙流对露天壁画、洞窟围岩的吹蚀和磨蚀作用，是一种作用缓慢、不易引起人们注意，但破坏性又极强的地质动力作用。中国科学院寒区旱区环境与工程研究所的专家们所进行的风洞实验表明，沙砾岩与沙质透镜体的风蚀差异相当大，在挟沙风条件下，砂岩风蚀强度是砾岩的数十倍，从理论上证明了莫高窟周围

的风沙环境对莫高窟的风蚀。风蚀已成为岩体坍塌、壁画褪色的主要原因之一，风蚀致使莫高窟周围不少地方形成危岩，最终导致岩体坍塌，如唐代早期第 203 窟。风沙流的磨蚀还使不少洞窟顶部被剥蚀，窟顶变薄，甚至有些上层窟顶已露天，如第 460 窟。

粉尘危害来自于风沙流所携带的粉尘物质，经过鸣沙山、沙砾质戈壁在莫高窟崖体临空面产生反转气流并形成大量的降尘，对窟区造成危害。敦煌研究院保护所经长期观测结果表明，年降尘量可达 365.4 t·km^{-2}，粉尘矿物成分以石英、长石为主。用电镜扫描统计5000个粉尘表面形态，棱角状、次棱角状颗粒物占 83%。这种棱角状高硬度的石英颗粒随湍流运动对壁画、塑像磨蚀严重。同时，极细的粉尘颗粒最易侵入壁画、塑像颜料空隙，严重地影响了艺术效果，且很难在不损坏壁画的前提下将其清除。这种细粉尘物质不断地在壁画开裂处“趁虚而入”，使壁画产生龟裂，随着粉尘的不断沉积，逐渐产生一种将壁画向外挤压的力，从而导致壁画颜料层大面积脱落。

积沙、风蚀和风沙尘不但对窟区环境造成污染，而且对壁画的破坏性更大。据不完全统计，在现存有壁画、彩塑的莫高窟 492 个洞窟中，已有一半以上的壁画和彩塑出现了起甲、空鼓、变色、酥碱、脱落等病害，而这些病害都与风沙有一定的关系。所以，莫高窟风沙防护与治理必须要有一个长远的观点及全面而完整的防护体系，莫高窟作为世界人类文化遗产及国家重点文物保护单位，单纯的消极人工清沙已远远不能适应当今社会对生态环境质量的需要，要创造一个良好的旅游生态环境及文物保护工作环境，建立一个多层次、多功能的综合防护体系。

12.1.3 旅游风景区的风沙危害

敦煌最著名的旅游风景区有月牙泉、鸣沙山和雅丹地质公园等，是风沙活动强烈的区域，因而具有不同程度的风沙危害。

月牙泉位于敦煌城南、鸣沙山之中，距敦煌城 5km，现在面临主要问题是湖水水位下降，湖面缩小，甚至有消失的危险。风沙对月牙泉的影响是加速湖面的缩小过程。月牙泉是古河道发育过程中因侵蚀作用形成的一处洼地，或称之为牛轭湖（贾贵义等，2006）。在第四纪期间，党河洪积扇东部因侵蚀作用形成了 5 条以上的古河道，其中南支古河道起始于封神台，经月牙泉、五墩最终汇入伊塘湖。上更新世古河道宽约 8～10 km，全新世古河道宽约 1～1.5 km（贾贵义等，2006）。从月牙泉所处的地貌环境分析来看，泉湖南部为绵延起伏的沙山，高出泉湖 70～300 m；北部为鸣沙山新月形沙丘，高出泉湖 90 m；东部为小泉湾，也相当于一块丘间洼地；西部为泉背子趟及其相邻的新月形沙丘，高出泉湖 180 m。所以，月牙泉是一处被高大沙丘包围的丘间洼地（图 12-3）。但大风只对北部和西南部沙丘进行缓慢改造，丘间洼地将会保留较长时间。

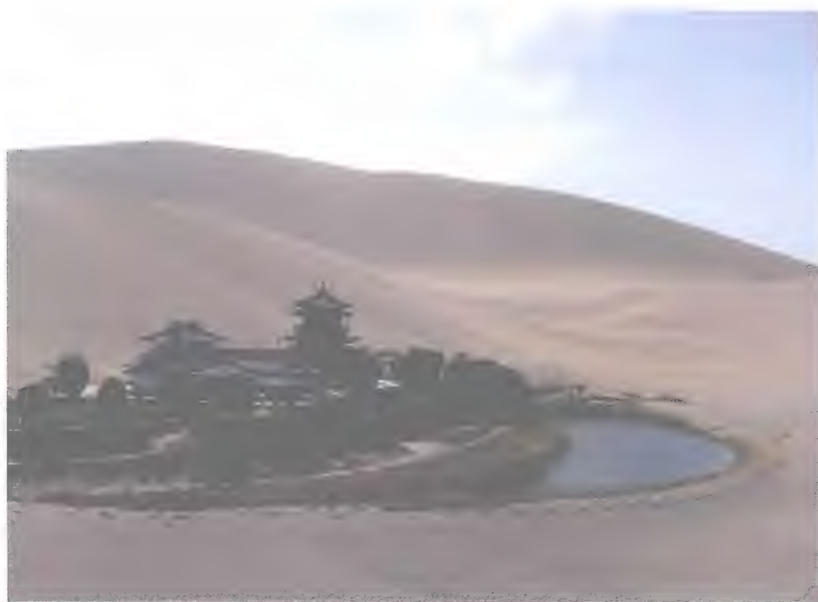


图 12-3　被高大沙山包围的月牙泉

Fig. 12-3　Crescent Lake surrounded by mega-dunes

根据调查资料，月牙泉区域地下水的动态类型属径流类，一般 5～10 月为低水位期，11 月至翌年 4 月为高水位期。多年间地下水动态呈周期性下降过程，过去的 30 年间泉域水位下降了 10 m 左右，年降幅值 0.1～0.3 m，与敦煌城南区域水位下降趋势是一致的。历次调查表明，20 世纪 60 年代月牙泉水位为 1140 m，80 年代为 1138 m，1998 年为1133.84 m，2004 年为1133.22 m。月牙泉水位下降是人类经济活动加剧的结果，即人类为了充分利用敦煌绿洲的水土资源，采取了一系列的工程活动，如筑坝修渠、开垦土地、凿井取水等。这些活动主要表现在：①党河水库建成后基本拦蓄了入境河水，河水的利用程度已达到 70%～90%，河水渗入随之减少。②持续不断的水利建设使得地表水的利用率逐步提高，20 世纪 50 年代区内渠系利用率为 30%，目前已达到 75%，渠系水渗入减少。③地下水的开采在不断地增加，1997 年开采量为4124万 $m^3 \cdot a^{-1}$，目前为7286万 $m^3 \cdot a^{-1}$（贾贵义等，2006）。

12.1.4　自然保护区的风沙危害

敦煌西湖国家级自然保护区地处库姆塔格沙漠东缘，与罗布泊相邻，面积 66.34 万 hm^2，占敦煌地域面积（312 万 hm^2）的 20%，是一个极为典型的内陆湿地、荒漠生态系统和野生动植物类型自然保护区。区内有黑鹳、丹顶鹤、野骆驼等国家重点保护野生动物 34 种，有裸果木、胡杨等国家重点保护的植物 4 种，有罗布麻、锁阳、麻木黄等多种药用经济植物。除此之外，区内还分布有大面积原始天然植被、野生动

植物和天然湿地，湿地总面积 26 万 hm^2。

西湖湿地面临面积萎缩的问题（戚登臣等，2010）。1950 年面积达到了 25.00 万 hm^2左右。随着环境的恶化，湿地以每年1 300hm^2的速度递减，原有的永久性湿地大部分已转为季节性湿地，到 2005 年，面积减少了近 28%，仅存 18.00 万 hm^2。其中原有的 70 hm^2咸水湖和 66.67hm^2淡水湖中的 80%已消失，且水域面积明显萎缩。随着湿地的萎缩，库姆塔格沙漠向前推移的速度加快。沙漠化是西湖湿地生态系统退化的表现，也是退化的原因（戚登臣等，2010）。由于严重短缺的水资源和极干旱的气候环境，加之人类对自然资源的过度开发及不合理的生产活动，致使沙漠化日益严重。1980 年西湖湿地生态系统内沙漠面积为51.05万 hm^2，占总土地面积的 16.36%。到2000年，沙漠化土地面积已达 83.06 万 hm^2，占总土地面积的 26.62%；仅 20 年间，沙化面积增长 32.01 万 hm^2，增幅达 10.26%，年均增加近1000 hm^2，年吞噬绿洲边缘 2～3 m。沙尘暴以及浮尘天气也在增加，自然灾害频繁发生，年平均出现 8 级以上大风达 15～20 次之多。

12.2 戈壁风沙流防治的风沙物理学基础

风沙危害是风沙运动，即风沙流运动的产物，各种形式的风沙危害，如沙丘迁移、积沙埋压和磨蚀等都与风沙流运动有关。库姆塔格沙漠边缘，特别是风沙危害比较严重的东部和南部边缘，大部分与戈壁相连，所以戈壁风沙流是当地风沙流的突出特点。由于戈壁风沙流在通量廓线（结构）和速度方面均有别于流沙表面上的风沙流，所以产生的危害也有其特点。常说的“飞沙走石”实际上描述的就是戈壁风沙流。戈壁风沙流的危害与其能量有关，而能量又是由风沙流的质量通量与速度决定的。通量随高度的分布（通量廓线）和速度随高度的分布（速度廓线）决定风沙流危害的强度和位置，所以是风沙流防治的风沙物理学基础。为此，我们通过风洞模拟实验研究了戈壁风沙流的通量廓线及其发育过程和速度廓线。

12.2.1 戈壁风沙流的通量廓线

风沙活动引起的风沙危害主要取决于输沙量、颗粒运动速度和输沙通量的空间分布。风沙流通量廓线，中国沙漠科学工作者称其为“风沙流结构”，是沙粒不同运动轨迹的宏观反映，也是测定风沙活动的基础(吴正，1987)。关于风沙流的定量研究主要集中在输沙率方面（Bagnold，1941；Greeley et al.，1985；Fryrear et al.，1991)，通量廓线的定量研究虽然也比较多，但由于影响因素复杂，目前结论尚不够一致，影响风沙危害防治的实践应用。

国内外早期的学者，如 Chepil（1945)、Sharp（1964)、吴正（1987）及其他一些学者曾对风沙流通量廓线进行了定性和半定量的观测与分析。Chepil（1945）发现，风沙流中 90%的颗粒物在地表以上 0.31m 的高度内传输，60%～80%在 0.05m 的高度内传输。Sharp（1964）在加利福尼亚州 Coachella Valley，对砾石公路表面的

风沙活动进行了长达 11 年的观测，结果表明，90%的沙粒在距地表 0.87m 的高度内传输，平均传输高度为 0.63 m。吴正（1987）在中国乌兰布和沙漠的野外观测表明，90%以上的沙粒在距地表 0.30 m 的高度内运动，约 80%集中在 0.10 m 的高度内。也有学者试图通过理论分析、野外观测或风洞实验来定量描述风沙流通量廓线。Rouse 曾用幂函数来描述风沙流的垂直分布特征（Anderson et al.，1986）。Kawamura（1951）通过统计分析认为，在跃移层内，输沙率随高度呈指数减小。Zingg（1953）利用天然沙丘沙的风洞实验结果表明，在近地表层 0.25 m 高度内，风沙流通量随高度呈幂函数减小，平均跃移高度随沙粒粒径和床面剪切力增大而增大。Chepil 等（1957）也曾用幂函数来描述 0.61 m 高度内风蚀土壤颗粒浓度随高度的变化。兹纳门斯基曾开展了系统的风洞实验，研究不同风速下，近地表 0.10m 范围内不同高度的风沙传输规律。Williams（1964）的风洞实验结果表明，在近地表 0.16 m 高度内，风沙流随高度呈指数减少。吴正等（1965）的野外观测结果表明，在近地层 0.10m 高度内，输沙率随高度呈指数减小。Gillette 等（1974）和 Gillette 等（1977）的野外观测结果证实，风沙流中沙粒浓度随高度呈幂函数衰减，但这些结果反映的是细颗粒物在不同高度的长距离传输特征，未对风沙流集中的近地层内输沙通量的分布形式进行详细的研究。Nickling（1978）在研究 Slims River Valley，Yukon Territory 的风沙流通量廓线时，也曾用幂函数来表达风沙流通量随高度的变化。

所以，目前关于风沙流通量廓线有多种表达形式，造成差异的原因主要归结于沙粒起跃和传输过程的复杂性，影响沙粒运动的所有因素必然影响风沙流通量廓线。风沙流中，大部分颗粒（75%以上）以跃移方式运动（Bagnold，1941），气流中运动的沙粒从风力中获得动量而加速运动，并通过碰撞将动量传输到地表，下垫面性质对沙粒的碰撞/输送或弹跳过程有明显的影响，进而也影响了风沙流通量廓线。研究表明，砾质地表风沙流的通量廓线不同于沙质地表（Bagnold，1941；尹永顺，1989），Bagnold（1941）注意到，砾质地表风沙流中的沙粒可以弹跳到 2 m 的高度，而在沙质地表，其最大高度却只有 0.09 m。所以，戈壁中建筑物被风沙流侵蚀最严重的部位明显高于在沙漠中的建筑物（Anderson，1986；屈建军等，2001）。当风沙流通过时，戈壁砾石可以通过增加粗糙度来防止近地表的沙粒被风蚀起动，并且捕获近地层风沙流中的沙粒。另外，沙粒通过砾石床面时会发生强烈碰撞，进而从风力中获得更多的动量，因此，风沙流在砾质地表的运动速度不同于沙质地表，戈壁风沙流的速度将在本章 12.2.2 中详细讨论。下垫面的吹程也是影响风沙流通量廓线特征的重要因素（Shao et al.，1992），下文将根据风洞实验结果，分析砾质床面的吹程对风沙流通量廓线的影响，目的是：①定量分析吹过不同长度砾质床面风沙流通量廓线的特点；②详细分析通量廓线函数中的系数与吹程及风速的关系；③讨论砾质床面上风沙流的平均跃移高度和有关变量的关系。

1. 实验方法

该实验是在中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室沙坡头沙漠试验研究站的风洞内进行的。实验使用的沙子为腾格里沙漠东南部沙坡头地区的典型沙丘沙，砾质床面由

取自阿拉善高原典型的砾石组成，砾石磨圆度较好，粒径范围为 10～40 mm(图 12-4)。砾质床面上的风沙传输明显受砾石分布形式、密度和形状的影响（Davidson-Arnott et al.，1997)。在本实验中，砾石排列形式为紧密的自然排列式（图 12-4)。不同高度处的风沙流采用中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室研制的风洞用多路（WIT-SEG）集沙仪测量（图 12-5)。

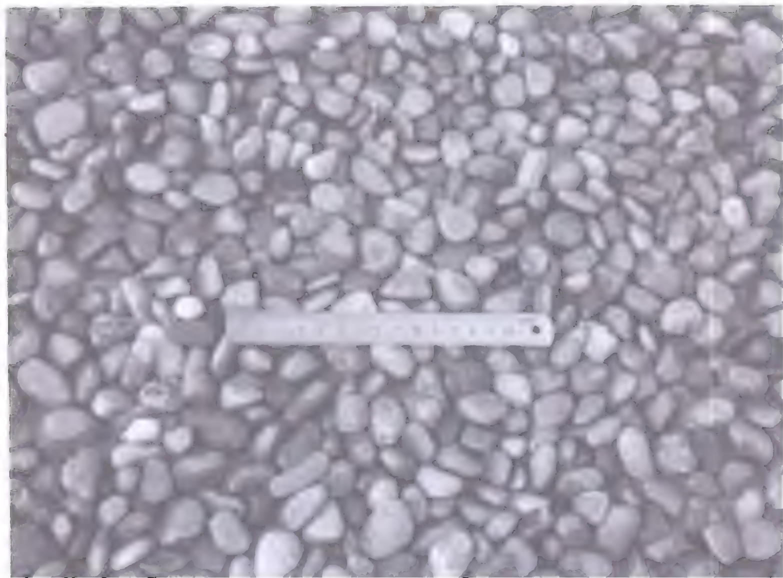


图 12-4　戈壁表面风沙流通量廓线实验中砾质床面砾石的形状和排列形式

Fig. 12-4　Typical gravel distribution and shape in the experiment of flux profile of blown sand cloud over gobi surface

实验时，将沙样放在长 3.5 m(长)×0.8 m(宽)×0.025 m(深)的沙盘内，可确保跃移风沙流的充分发育。沙盘置于砾质床面的上风向，沙盘中的沙床和砾石床面均与风洞底板齐平。在实验时，集沙仪置于距风洞实验段入口 16 m 处，距砾质床面下风向边缘 50 mm，集沙仪最底层进沙口底部与上风向的砾质床面以及风洞底板齐平。集沙仪的集沙时间为 30～900 s，依风速(风速越低，集沙时间越长)不同而不同。每轮实验结束后，将集沙仪取出，用电子天平称量集沙盒中的集沙量，确定输沙通量。由于风洞需要 30～60s 的时间才能达到预定的轴线风速，所以在达到预定风速之前，先用土工布盖住沙盘，以防止在测量之前沙子被风吹走。当风速达到预定风速时，揭开土工布，开始测量输沙通量廓线。对每一种砾质床面、吹程和风速的组合，实验均重复做三次，取其平均值。实验测量了 8 个轴线风速($8m \cdot s^{-1}$、$10m \cdot s^{-1}$、$12m \cdot s^{-1}$、$14m \cdot s^{-1}$、$16m \cdot s^{-1}$、$18m \cdot s^{-1}$、$20\ m \cdot s^{-1}$和 $22\ m \cdot s^{-1}$)下的风沙流通量廓线，实验布置方法如图 12-6 所示。实验数据利用 AISN 公司研发的 Table Curve TM 2D 提供的曲线拟合软件进行分析，目的是建立通量廓线函数及确定回归系数。

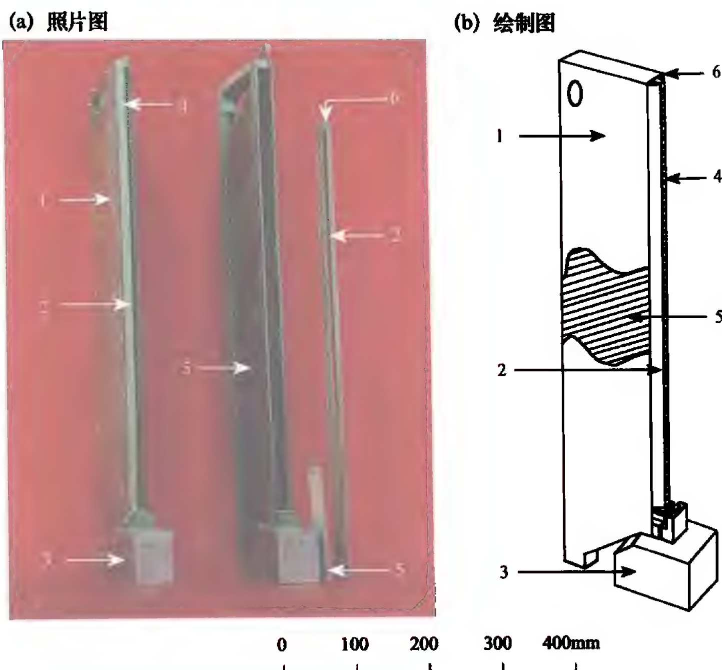


图 12-5　戈壁风沙流通量廓线风洞实验用的多路积沙仪

Fig. 12-5　Sand sampler used in the experiment of flux profile of blown sand cloud over gobi surface

1. 活动侧盖板；2. 楔形进沙段；3. 支坐；4. 进沙口；5. 集沙合；6. 垂直排气孔

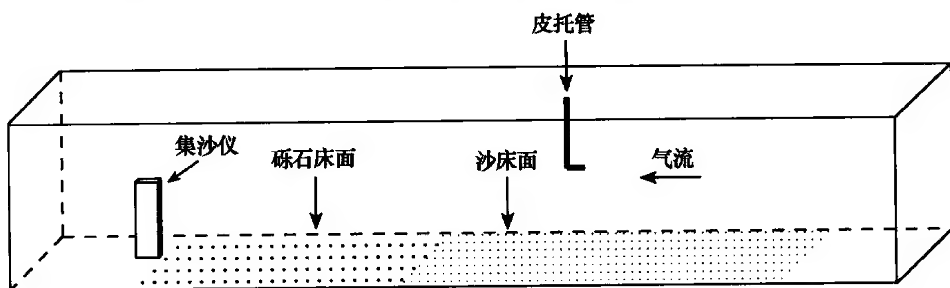


图 12-6　砾质床面风沙流通量廓线发育的风洞模拟实验布置图

Fig. 12-6　Layout of the experiment of flux profile of blown sand cloud over gobi surface

2. 结果与讨论

1）风沙流通量廓线

风沙流通量（$g \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$）是指单位时间垂直于风向的单位面积内被风传输的沙子的质量（g）。为了进行对比，先测定了疏松沙质层表面的风沙流通量廓线。结果如图 12-7 所示。在疏松的沙质层表面，风沙流通量随高度呈指数减少：

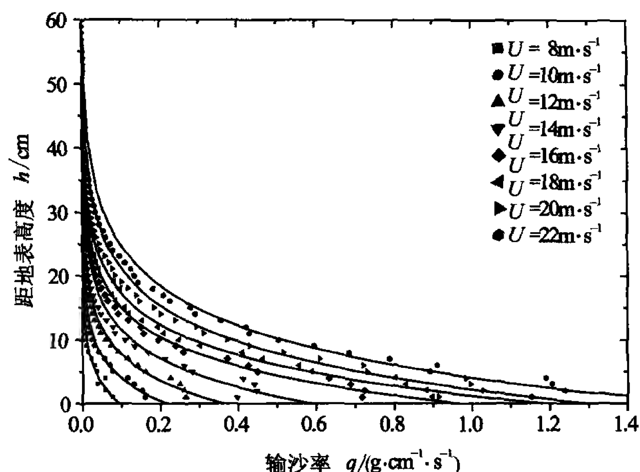


图 12-7 疏松沙质层表面的风沙流通量廓线（U 为轴线风速）

Fig. 12-7 The flux profiles of the sand cloud over a loose sandy surface (U is the wind velocity)

$$q = k_1 \exp(-h/k_2) \tag{12-1}$$

式中：q 为高度 h 处的输沙率（$g \cdot cm^{-1} \cdot s^{-1}$）；$h$ 为高度；k_1 和 k_2 为回归系数。表 12-1 表明，输沙率与高度具有较好的相关性，复相关系数一般大于 0.95。

式(12-1)为指数递减函数，与 Williams（1964）通过风洞实验得到的距地表 0.16 m 高度内风沙流通量廓线函数形式相同。大部分已有结果表明，沙质地表，跃移层内输沙率随高度呈自然指数衰减规律。式(12-1)中的系数 k_1 和 k_2 随风速变化呈有规律的变化趋势；系数 k_1 表示地表 0 高度处，即蠕移层内沙粒的输沙率，随风速的增大而增大。蠕移率（蠕移输沙率与总输沙率之比）的变化范围为 12%～25%，随风速增大而减小，平均蠕移率为 20%，接近 Bagnold (1941) 估算的 25%。系数 k_2 反映了输沙率随高度的相对衰减速率，随风速增大而增大。

表 12-1 疏松沙质层表面的风沙流通量廓线的拟合结果*

Table 12-1 The flux profile of a sand cloud blowing over a loose sandy surface

U/（$m \cdot s^{-1}$）	Q/（$g \cdot cm^{-1} \cdot s^{-1}$）	k_1	k_2	R^2
8	0.37	0.0956	4.5645	0.96
10	0.94	0.2185	4.9935	0.99
12	1.88	0.3637	5.9080	0.99
14	2.75	0.5919	6.4562	0.97
16	4.70	0.9681	6.5895	0.99
18	6.41	1.1873	6.9384	0.99
20	9.62	1.3023	8.1960	0.98
22	12.70	1.5667	8.9514	0.99

* 拟合函数：$q=k_1\exp(-h/k_2)$；q 为高度 h 处的输沙率；U 为轴线风速，Q 为总输沙率，R^2 为复相关系数，显著性水平为 0.05。

图 12-8 为不同吹程砾石床面风沙流通量廓线的风洞实验结果。在低风速（8 m・s^{-1}和 10 m・s^{-1}）时，风沙流通量随高度变化曲线与沙质地表的情况类似。当风速增大时，曲线逐渐偏离流沙床面上的风沙流通量廓线，最大输沙通量出现在地表以上某特定的高度，在最大输沙通量高度以上，输沙通量随高度增加而减少，而在最大输沙通量高度以下，输沙通量随高度增加而增加。图12-8表明，最大输沙通量出

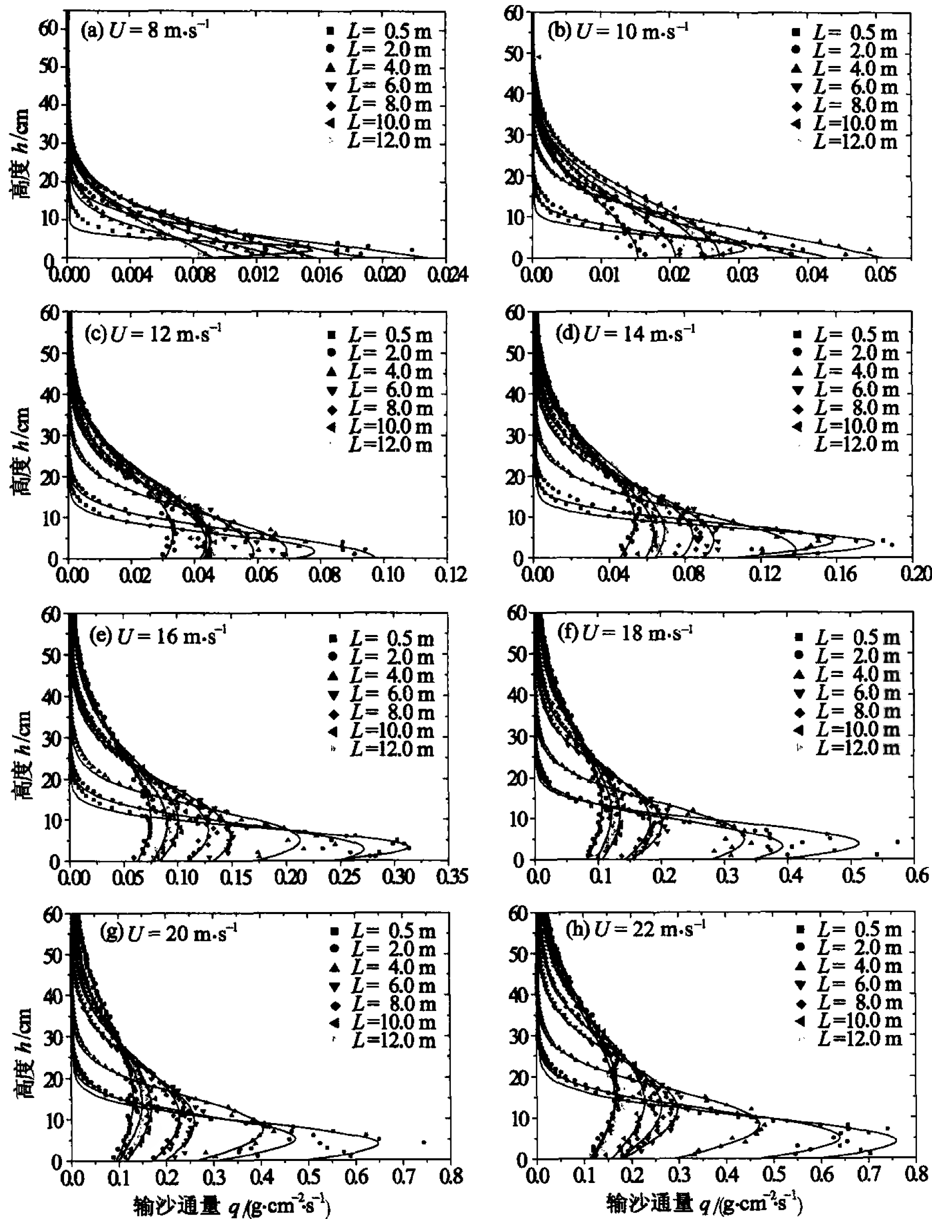


图 12-8 不同吹程砾质床面的风沙流通量廓线风洞模拟实验结果

（L 为吹程距；U 为轴线风速）

Fig. 12-8 The flux profiles of the sand cloud over a gravel surface with different fetch

现的高度随风速和吹程的增加均呈增加趋势。砾质床面上的风沙流通量廓线可以用高斯峰函数式(12-2)来表达

$$q(z)=a+b\exp\{-0.5[(z-c)/d]^2\} \tag{12-2}$$

式中：$q(z)$为高度z处的输沙通量($g\cdot cm^{-2}\cdot s^{-1}$)；$z$为高度(cm)；$a$，$b$，$c$，$d$为回归系数。

表 12-2 砾质床面风沙流通量随高度变化的高斯分布函数拟合结果

Table 12-2 The curve-fit results of the Gaussian distribution function of the variation with height of blown sand flux

轴线风速 $U/(m\cdot s^{-1})$	序列号	吹程 L/m	总输沙通量 $Q/(g\cdot cm^{-2}\cdot s^{-1})$	回归系数 a	回归系数 b	回归系数 c	回归系数 d	相关系数 R^2
08	08005	0.5	0.0716	0.000155	0.015457	2.18951	2.00334	0.97
	08020	2	0.1532	9.208e−5	0.02682	−4.68192	8.27600	0.99
	08040	4	0.0833	0.000114	0.01212	−2.93554	7.68610	0.97
	08060	6	0.1242	3.733e−5	0.02457	−16.1114	15.0312	1.00
	08080	8	0.1542	−1.523e−6	0.02607	−15.5770	15.6015	1.00
	08100	10	0.1709	1.870e−5	0.03159	−14.5783	14.4537	1.00
	08120	12	0.0983	5.240e−6	0.01134	−8.50793	13.5927	0.99
10	10005	0.5	0.1837	0.00028	0.03074	2.31146	2.97328	0.98
	10010	1	0.2372	0.00021	0.04356	−1.0119	5.29493	0.99
	10020	2	0.4631	8.097e−5	0.05492	−4.1767	10.2656	1.00
	10040	4	0.4207	−3.704e−7	0.06236	−15.9433	16.6506	1.00
	10060	6	0.3549	0.00013	0.02064	−0.07465	13.8788	1.00
	10080	8	0.4822	0.00030	0.02682	0.17115	14.0685	0.99
	10100	10	0.4210	0.00022	0.02462	−0.0044	13.6552	1.00
	10120	12	0.2652	7.742e−5	0.01528	−0.2158	14.1784	1.00
12	12005	0.5	0.5334	0.00037	0.07785	1.70098	4.29789	0.98
	12010	1	0.7227	0.00032	0.09704	−0.28786	6.40995	0.99
	12020	2	0.9140	0.00036	0.06890	1.66867	9.40084	0.99
	12040	4	1.0063	0.00051	0.05821	1.21713	12.8057	0.99
	12060	6	0.8968	0.00070	0.04300	3.98323	13.1146	1.00
	12080	8	0.9988	0.00089	0.04387	4.10090	14.3520	1.00
	12100	10	1.0383	0.00126	0.04387	4.14624	14.6254	1.00
	12120	12	0.8327	0.00094	0.03221	6.04771	14.9081	1.00
14	14005	0.5	1.3729	0.00180	0.17842	3.37567	3.73152	0.99
	14010	1	1.4693	0.00145	0.15651	4.00439	4.50552	0.98
	14020	2	1.8279	0.00073	0.13780	1.66867	9.40084	0.99
	14040	4	1.8748	0.00120	0.09388	4.19976	12.4139	1.00
	14060	6	1.8666	0.00194	0.08211	5.23182	13.3122	1.00
	14080	8	1.6635	0.00195	0.06153	6.03362	15.7334	1.00

续表

轴线风速 $U/(m \cdot s^{-1})$	序列号	吹程 L/m	总输沙通量 $Q/(g \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1})$	回归系数 a	回归系数 b	回归系数 c	回归系数 d	相关系数 R^2
14	14100	10	1.8443	0.00210	0.06700	6.17920	16.0340	1.00
	14120	12	1.5699	0.00250	0.05076	8.98972	15.8756	1.00
16	16005	0.5	2.6180	0.00162	0.31143	3.21682	4.416575	1.00
	16010	1	2.6903	0.00107	0.27109	2.72874	5.98864	0.99
	16020	2	3.0494	0.00229	0.21036	4.93666	7.68982	0.99
	16040	4	3.2445	0.00257	0.14613	6.08792	12.5573	1.00
	16060	6	3.0554	0.00350	0.12448	7.40100	12.9796	1.00
	16080	8	2.8972	0.00646	0.09397	9.31310	14.6842	0.99
	16100	10	2.6584	0.00466	0.08518	9.07776	15.7845	1.00
	16120	12	2.4427	0.00476	0.06995	10.5971	17.0569	1.00
18	18005	0.5	4.6207	0.00244	0.51028	2.54374	5.40152	0.98
	18010	1	4.2030	0.00146	0.39059	3.14567	6.17858	1.00
	18020	2	5.0126	0.00175	0.32925	4.98972	8.65821	1.00
	18040	4	4.6607	0.00403	0.19700	8.87297	11.7405	1.00
	18060	6	4.7006	0.00626	0.17591	9.35046	13.0601	1.00
	18080	8	4.2123	0.00826	0.12599	11.0973	15.7085	0.99
	18100	10	4.1633	0.00796	0.11243	11.5680	16.9079	0.99
	18120	12	3.7898	0.00894	0.09714	13.2281	17.5149	0.99
20	20005	0.5	6.5423	0.00488	0.64216	3.86157	5.25100	1.00
	20010	1	5.4814	0.00376	0.46846	5.18968	5.60085	0.99
	20020	2	6.7070	0.00311	0.40073	7.42067	8.06667	1.00
	20040	4	6.3608	0.00399	0.25515	9.35998	12.6124	1.00
	20060	6	6.3134	0.00793	0.21923	10.5925	13.8545	1.00
	20080	8	5.3743	0.01163	0.15629	13.3428	14.7999	0.99
	20100	10	5.2903	0.01268	0.13614	14.2481	16.7877	0.99
	20120	12	4.9266	0.01236	0.11778	15.4307	17.8957	0.99
22	22005	0.5	8.5122	0.00524	0.75348	4.11573	5.96042	1.00
	22010	1	8.0782	0.00417	0.63567	5.01430	6.49142	1.00
	22020	2	8.2819	0.00314	0.46639	8.21316	8.44731	1.00
	22040	4	7.5989	0.00641	0.28996	12.0302	11.9068	1.00
	22060	6	7.7021	0.01009	0.25234	12.7125	13.8322	1.00
	22080	8	7.6777	0.01325	0.21372	14.2846	15.9802	1.00
	22100	10	6.4905	0.01318	0.15919	15.5857	18.0286	0.99
	22120	12	6.5516	0.01760	0.15114	17.0336	17.7565	0.99

* 拟合高斯函数：$q(z) = a + b\exp\{-0.5[(z-c)/d]^2\}$；$q(z)$为高度$z$处的输沙通量；$U$为轴线风速；$Q$为总输沙通量；$L$为砾质床面的吹程；$R^2$为显著性水平为0.05时的复相关系数。

表12-2表明，实验结果可用式(12-2)很好地拟合，复相关系数R^2超过了0.97。式(12-2)中表征风沙流通量衰减的系数可根据风速和吹程距来确定。系数c为最大输

沙通量出的现高度 z_p，其值在 8 m・s⁻¹和 10 m・s⁻¹风速时通常为负值，即为一个无意义的最大输沙通量高度。事实上，在这些风速下，最大输沙通量出现在地表。当风速超过 10 m・s⁻¹时，系数 c 随砾质床面吹程和风速均呈增加趋势。当砾床吹程为 0.5 m，风速为 12 m・s⁻¹时，最大输沙通量所在的高度为 17mm；当砾床吹程为 12 m，风速为 22 m・s⁻¹时，最大输沙通量所在的高度为 170mm。进一步分析可得出如下关系

$$h_p = c = f(U)L^{0.5},\ f(U) = -3.09 + 0.39U,\quad R^2 = 0.96 \tag{12-3}$$

式中：L 为吹程（m）；U 为轴线风速（m・s⁻¹）。式（12-3）表明，最大输沙通量出现的高度与吹程的平方根成正比，并且随风速增大呈线性增加。值得强调的是，式（12-3）仅适用于一定的风速和吹程范围。由于风洞实验段空间的局限，确定式（12-3）可适用的风速和吹程范围是比较困难的。然而，图 12-9 表明，对所测试的风速和吹程距来说，式(12-3)可以很好地预测 h_p。

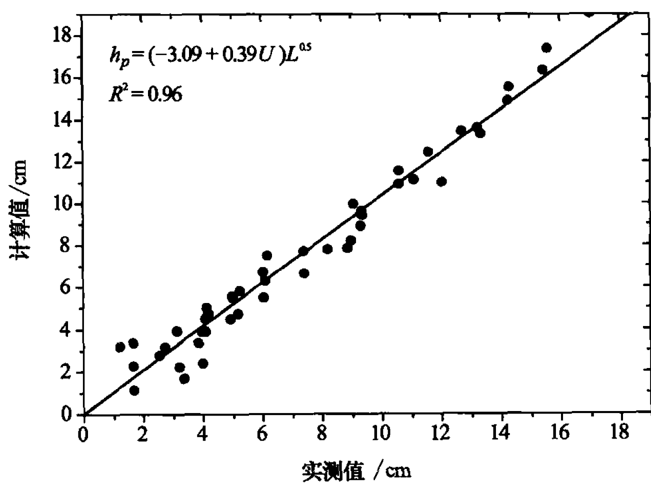


图 12-9 由式（12-3）计算出的最大输沙通量出现高度和实测值对比

Fig. 12-9 Comparison of the predicted and measured peak flux height

式(12-2)中的系数 d 随风速增大和吹程增加均呈增加趋势。系数 a 和 b 之和为与最大输沙通量高度相对应的输沙通量，其随风速增加而增加，但随出现高度的增加而减小（图 12-10）。

自然界的戈壁有足够的吹程来保证风沙流通量廓线充分发展，因此，戈壁表面风沙流的通量廓线应具有高斯峰值函数的特征，这一点已由尹永顺（1989）野外观测所证实。尹永顺观测了新疆吐鲁番戈壁在强风条件下不同高度处的风沙流通量，3 年的观测结果表明，风沙流通量廓线在平均风速为 36 m・s⁻¹时，最大输沙通量出现在距地表大约 0.50 m 高度处。低于 0.50 m，风沙流通量随高度的增加呈线性增加，而高于 0.50 m，输沙通量随高度的增加呈指数减少。尹永顺在野外所观测到的最大输沙通量出现高度是我们在风洞观测到的最大输沙通量出现高度的数倍（12 m 长的砾质

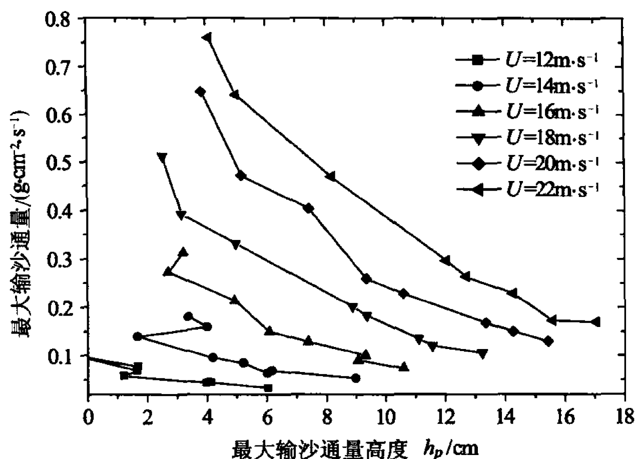


图 12-10　最大输沙通量随轴线风速和其出现高度的变化

Fig. 12-10　Variation of the peak flux with wind velocity and peak flux height

床面在风速为 22 m·s^{-1}时最大输沙通量出现的高度为 0.17 m)。造成上述差异的可能原因是，尹永顺野外观测时的风速明显大于我们实验时的风速，并且自然戈壁具有比风洞实验中的砾质床面长得多的吹程。尹永顺在野外观测中也发现，最大输沙通量出现的高度随风速增大而增大。

砾质床面与流沙床面风沙流通量廓线的差别可归因于两种床面上沙粒和床面相互作用的差别。风沙流通量廓线与颗粒运动轨迹有关（Anderson et al.，1988)，决定颗粒运动轨迹的关键因素包括颗粒的起跃速度和起跃角度（Anderson，1987)，沙粒运动轨迹可分为 4 种类型：低速低角度型、低速高角度型、高速低角度型以及高速高角度型（Lancaster，1995)，起跃角度和起跃速度越大，颗粒可达到的高度也越大。轨迹类型主要取决于风沙流中颗粒的起动机制，砾质床面一般沙源较少，沙粒和床面的相互作用受碰撞/弹跳过程的控制，在该过程中，与床面碰撞的颗粒以相对高的速度和角度被反弹。Dong 等（2002）在风洞使用粒子动态分析仪（PDA）测量结果发现，与流沙床面相比，砾质床面上反弹的颗粒均有较大的起跃角度。因此，跃移颗粒可以达到更大的高度，最大输沙通量出现高度也因此更高，最大输沙通量出现的高度随风速增大而升高是由于高速运动的颗粒可以产生更强的碰撞和反弹。吹程较长的砾质床面可以保证更多次颗粒碰撞/反弹的重复，使更多的颗粒达到更高的高度，导致最大输沙通量出现高度的增加。疏松的沙床可以提供丰富的沙源，沙粒可以被风直接起动或被运动颗粒冲击起动，被风直接起动的颗粒通常具有相对较低的起跃角度（Dong et al.，2002)。颗粒和疏松沙床的相互作用以冲击—起动为主要特征，在该过程中冲击颗粒的动量用于起动更多的颗粒。因此，每个被起动的颗粒所获得的动量小于冲击颗粒的动量（McEwan et al.，1992)，低起跃速度和角度的颗粒所能达到的高度因此较低，所以最大输沙通量出现高度也较低。

从累计输沙百分率曲线上得到的 4 个特征高度 h_{25}，h_{50}，h_{75} 和 h_{90}（分别对应于

25%，50%，75%和 90%累计输沙通量出现的高度；图 12-11）表明，它们出现的高度均随风速和吹程的增加而升高。在流沙床面上风速为 22 m·s^{-1}时，90%的风沙流在距地表 0.18 m 的高度通过，而在 12 m 长的砾质床面在风速为 22 m·s^{-1}时，90%的风沙流在距地表 0.45 m 的高度内通过。

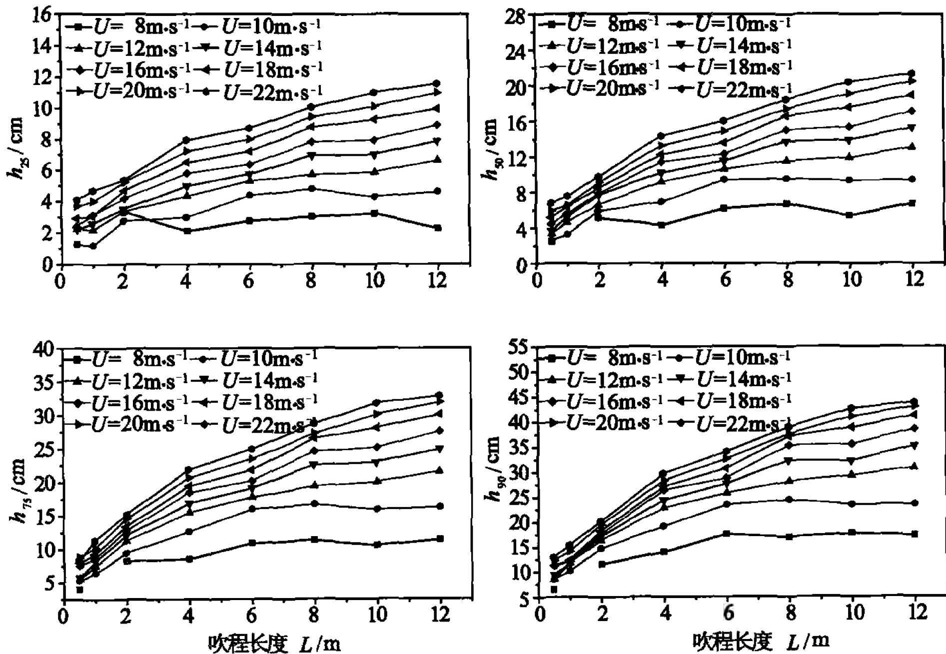


图 12-11　砾质床面上风沙流通量廓线的 4 个特征高度随风速和吹程的变化

Fig. 12-11　Variation of the characteristic heights (see text) with wind velocity and fetch length

平均跃移高度（h_a或h_{50}）随吹程（L）按下式增加

$$h_a = f_1(U) + f_2(U)L^{0.5}$$

$$f_1(U) = 1.63 + 2.93 \times 10^{-10} e^U$$

$$f_2(U) = 8.18 - 57.11/U \tag{12-4}$$

图 12-12 表明，根据式(12-4)计算得到的平均跃移高度与实际测量值吻合得非常好。

2）输沙率

表 12-1 中的数据表明，沙质层表面的输沙率随风速依据下式变化

$$Q = 0.00134(1 - U_t/U)(\rho/g)U^3,\ R^2 = 0.99 \tag{12-5}$$

式中：Q 为总输沙率（g·cm^{-1}·s^{-1}）；U（cm·s^{-1}）为风速；U_t为与 U 在同一高度处测定的起动风速（U_t=6.2 m·s^{-1}）；ρ（1.22 kg·m^{-3}）为空气密度；g（9.81 m·s^{-2}）为重力加速度。公式(12-5)与 Dymin（Greeley et al.，1985）提出的输沙率计算公式具有相同的形式。Dymin 的公式为

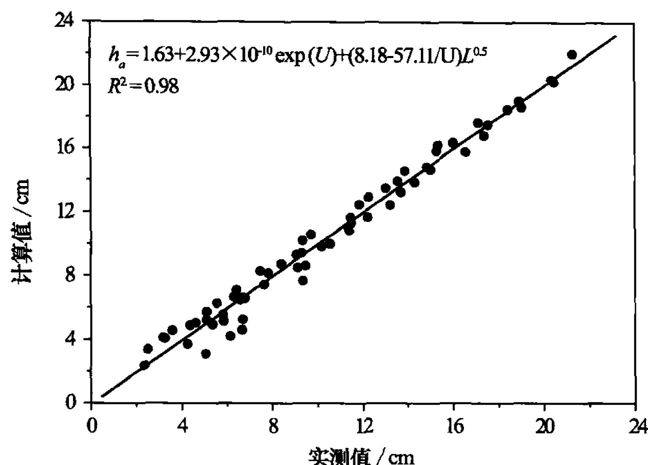


图 12-12 平均跃移高度的计算值和实测值对比

Fig. 12-12 Comparison of the predicted and measured average saltation height

$$Q = C(1 - R_u)(\rho/g)U^3 \tag{12-6}$$

式中：C 为比例系数；$R_u = U_t/U$。我们没有将输沙率与摩阻风速进行联系，因为含有风沙流的近地表气流层不是恒剪(切力)(Gillette，1999)，所以摩阻风速的计算不够可靠。

表 12-1 和表 12-2 表明，对于特定风速，戈壁表面的输沙率通常低于沙质表面，因为疏松沙质层可以提供比较充足的沙源，而戈壁表面砾石层则捕获在近地层运动的沙粒，特别是蠕移颗粒。戈壁表面的输沙率随吹程距的变化范围较大，变化范围通常随风速增大而减小。在风速为 8m・s^{-1}、10m・s^{-1}、12m・s^{-1}、14m・s^{-1}、16m・s^{-1}、18m・s^{-1}、20 m・s^{-1}和 22 m・s^{-1}时，变化范围（最大值与最小值的比值）分别是 239、182、195、137、133、132、136 和 131。在高风速时（18m・s^{-1}、20 m・s^{-1}和 22 m・s^{-1}），输沙率随吹程距的增大而减小，然而在低风速时，输沙率随吹程距先增加而后减小。风速为 16 m・s^{-1}时，最大输沙率出现的吹程距为 4 m，风速为 14 m・s^{-1}时，最大输沙率出现的吹程距为 4～6 m，风速为 12m・s^{-1}、10 m・s^{-1}和 8 m・s^{-1}时，最大输沙率出现的吹程距为 8～10m。

戈壁表面的捕获效应和颗粒的跃移高度影响集沙仪集沙效率，对蠕移沙粒的捕获作用的影响更明显。蠕移层内的输沙率可根据式(12-2)来估算，其中 $h=0$。图 12-13 表明，戈壁表面的蠕移输沙率一般随风速增大而增大，随吹程距增大而减小，但蠕移率（蠕移通量与输沙率的比值）随风速和吹程距的增大均呈减小趋势（图 12-14），在 1.7～18.0 之间。当吹程距为 0.5m、1m、2m、4m、6m、8m、10m 和 12 m 时，平均值分别为 11.8、7.2、5.0、4.4、3.61、3.2、2.64 和 2.3，明显小于沙质地表，意味着吹程距越短，风速越低，戈壁表面越容易捕获运动风沙颗粒。这是因为，集沙仪附近砾石排列模式和形状等具有随机性，影响集沙仪的集沙效率。吹程距越长，更多的颗粒将在更高的高度上运动，集沙仪附近砾石层的随机性对集沙效率影响较小，

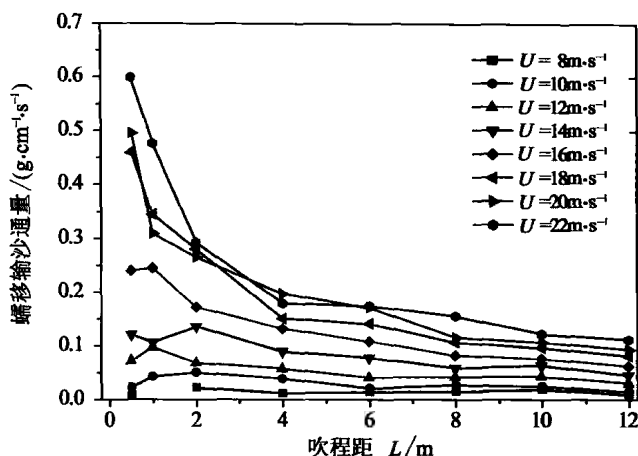


图 12-13 蠕移通量随风速和吹程距的变化

Fig. 12-13 Variation of the creep flux with wind velocity and fetch length

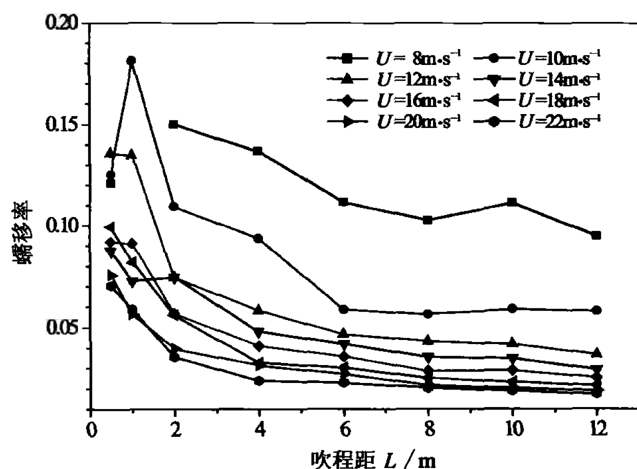


图 12-14 蠕移率随风速和吹程距的变化

Fig. 12-14 Variation of the creep proportion with wind velocity and fetch length

所以在低风速时输沙率的变化范围较大。在风速小于 18 $m \cdot s^{-1}$时，输沙率随吹程距减小而减小，主要是由于戈壁表面的捕获效应所致。

当风速足够大或吹程距足够长时，其他因素对输沙率起决定作用。风速和吹程距增加时，更多的颗粒将在高于集沙仪的高度之上运动，使集沙仪收集到的风沙流通量降低，在高风速下收集到的输沙率因此随吹程距增加而减少。在低风速时，吹程长度达到一定程度时，输沙率也开始随吹程距增加而减少。输沙率随吹程距的变化主要是因为戈壁表面的捕获效应与沙粒的跃移高度达到某种动态平衡，尽管尚无法确定它们之间的定量关系。

与沙质地表的输沙率一样，不同吹程长度的戈壁表面输沙率和风速之间的关系可

以用式（12-6）来表示，戈壁表面的系数 C 是疏松沙质地表的 52%～68%（表 12-3），按式（12-7）随吹程距的增大而减小。

表 12-3　戈壁地表不同吹程距条件下输沙率方程中系数 C 的值

Table 12-3　The coefficient C in the total sand transport equation for different fetch length of gravel surface

L/m	0.5	1	2	4	6	8	10	12
C	0.00089	0.00082	0.00091	0.00085	0.00085	0.00080	0.00073	0.00070
R^2	0.99	1.00	0.99	0.98	0.98	0.99	0.98	0.99

$$C = 0.000877 - 1.276 \times 10^{-6} L^2 \tag{12-7}$$

所以，戈壁表面的输沙率公式为

$$Q = (0.000877 - 1.276 \times 10^{-6} L^2)(1 - U_t/U)(\rho/g)U^3, R^2 = 0.98 \tag{12-8}$$

图 12-15 表明，按照式(12-8)计算得到的输沙率与实测值具有很好的一致性。

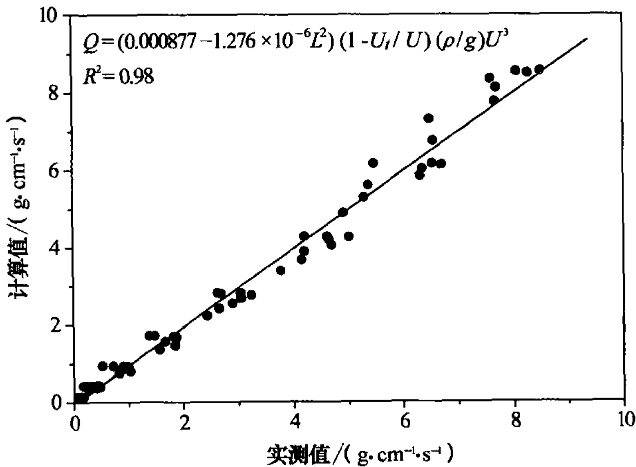


图 12-15　输沙率预算值和测量值的对比

Fig. 12-15　Comparison of the predicted and measured sand transport rate

3. 结论

我们通过风洞模拟实验对不同吹程砾质床面的风沙流通量廓线特征进行了研究，得到以下初步结论：

戈壁床面的风沙流通量廓线不同于流沙床面。已有的研究和我们得到的结果均表明，疏松流沙床面上的风沙流通量随高度增加呈指数衰减，最大输沙通量位于最低层。在低风速下（在本实验中小于 12 m·s^{-1}），虽然砾质床面的风沙流通量廓线与疏松流沙床面上的风沙流通量廓线具有一些相似性，但前者通常具有高斯峰值函数特征，即在地表以上一定高度处出现最大输沙通量，高斯峰值函数中的系数可根据吹程和风速来确定。根据实验结果，可以建立最大输沙通量出现的高度和平均跃移高度与

吹程和风速之间的关系。所以，本研究得到的结果表明，在戈壁上风沙流的危害特征不同于流沙。

通过本研究，我们获得了一些砾质床面吹程对风沙流通量廓线影响的初步结果。然而，我们获得的经验关系只适用于一些特定范围内的吹程和风速，若要给予砾质床面吹程距效应一个合理的物理学解释，则需要阐明砾质床面上颗粒连续碰撞/弹跳的物理过程，这将是以后需要进一步研究的课题。要在有限的风洞内模拟砾质床面风沙流的充分发展是不可能的，野外观测对证实和扩展风洞实验结果是很必要的。

12.2.2 戈壁风沙流的速度

风沙流的磨蚀作用是塑造地球以及其他星球如火星、金星和土星六等表面地貌过程的主要营力（Greeley et al.，1985）。气流中风沙颗粒的运动深受床面特征的影响（Bagnold，1941）。由于砾质地表风沙的颗粒运动可以达到很高的高度，从而更容易从气流中获得较多的能量（Bagnold，1941；马世威，1988；尹永顺，1989），所以戈壁地区风沙流的磨蚀作用非常明显，且危害极强。在戈壁地区，风沙流虽然多来源于周围的流动沙地，但经过戈壁表面反复的弹跳后，在气流中得以加速，从而获得更多的能量。风沙流的侵蚀力依赖于其动能，尽管有关风沙流的研究已经取得了很多成就，但对其能量或动量的研究水平还很低，现有的文献很少涉及，这在很大程度上是因为风沙流中颗粒速度的确定比较困难。确定风沙流的动能或动量必须测定其质量通量和速度，相比较而言，无论是在野外还是在风洞实验条件下，风沙流的质量通量可通过集沙仪等仪器比较容易地测量，现在已达成较多的共识，一般认为，总输沙量与摩阻风速的三次方成正比（Bagnold，1941；Greeley et al.，1985），输沙率随高度呈指数衰减（邹学勇等，1992）。但是，风沙流中颗粒速度的测量却存在很多困难，所以，有些研究者试图通过计算机模型来模拟跃移运动（Anderson et al.，1991；McEwan et al.，1992），在大多数模型中，气流中颗粒的运动速度一般是根据颗粒的起跳初速度、与地面的反弹或溅射角度等来计算得到。虽然理论模型提高了我们对风沙运动的认识，但是由于风沙颗粒运动的随机性（Rice et al.，1996），理论模拟还是不能准确给出风沙流中颗粒的真实速度。影响颗粒运动的因素是复杂的，如在跃移颗粒之间、颗粒与地面之间以及颗粒与气流之间存在着复杂的能量交换，空气中的颗粒速度受顺风向的加速和垂直风向的减速、颗粒之间的空中碰撞以及颗粒最初与床面撞击过程的影响（Sorensen et al.，1996）。诸如马格努斯效应和撒夫曼升力等影响风沙颗粒运动的重要因素在理论模式中也很难考虑到（Zou et al.，2001）。所以，目前关于风沙流速度研究的现状是：由于实验研究比较少，而计算机模拟又是针对高度简化的条件，对风沙流中颗粒速度的准确理解尚比较困难，需要深入研究。尽管实验测量结果往往是纯经验的，但仍然能够获得一些风沙运动的重要参数，提供一些计算机模拟所需的必要信息。

可靠的测量技术是研究风沙流颗粒速度的关键。高速摄影（White et al.，1977；

Willetts et al.，1985，1986）和高速频闪摄影（Mitha et al.，1986；Werner，1987）是以往研究风沙颗粒运动速度最常用的方法，但其测量精度存在较多问题。如高速频闪摄影和光电管法仅对粒径较大的颗粒，比如粒径大于0.5 mm的颗粒比较可靠（Greeley et al.，1985），而且在颗粒密度较大和贴近床面的区域（比如<5 mm），往往无法分辨运动颗粒。而在另一方面，在颗粒稀少和较高的区域（比如>70 mm），上述方法又无法有效地捕获颗粒（White et al.，1977）。所以，上述方法在测量沙粒速度时，所能测到的颗粒数量非常有限，不足以得到风沙流速度分布的整体情况（White et al.，1977）。而且，在选择颗粒来解释其速度时，往往带有很大的主观性。风沙流是由大量单个颗粒组成的，颗粒间的碰撞具有很大的随机性，颗粒速度的大小和方向都是随机分布的，单个颗粒的速度差异很大（White et al.，1977）。风沙流的速度可以视作单个颗粒速度的统计平均，而统计平均要求测量到具有统计意义的大量沙粒样本。

吹经砾质床面的风沙流要比沙质床面有更强烈的反弹（Bagnold，1941）过程。本研究中，我们试图应用粒子动态分析仪（PDA），通过风洞模拟实验，给出砾质床面风沙流速度的详细结果。粒子动态分析仪是一种基于相位多普勒技术的新型测速系统，其优点是非接触光学测量，所以测量的精确度很高，能够获得大量颗粒速度的统计平均结果。而且，该测量系统通过计算控制，保证每个测量点的精确定位。本研究的主要目的是研究吹经砾质床面风沙流平均速度的垂直分布特征，利用PDA可以对大量沙粒的速度进行快速采集的优势，试图讨论戈壁风沙流中的颗粒湍流问题。

1. 研究方法

该实验在中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室的风沙环境风洞内进行。首先将野外采集的天然石英沙筛分为4个粒径组：0.2～0.3 mm，0.3～0.4 mm，0.4～0.5 mm，0.5～0.6 mm。筛分好的沙样铺设到一个长2.5 m、宽0.8 m、厚0.02 m的沙盘内，所选择的沙盘长度能够保证沙粒跃移层的充分发育。实验过程中，装满沙子的沙盘置于距离风洞实验段入口6.2 m的下风处，沙盘后面铺设0.8 m×3 m的砾质床面。砾石床面用天然戈壁砾石铺设而成，戈壁砾石的平均粒径（卵石不是球形的）大约在10 mm到40 mm之间。砾石床面基本平整地覆盖到风洞底板，但磨圆度不是很好，沙面和砾石表面与风洞底板齐平。实验所用的轴线风速为：$10m \cdot s^{-1}$、$12m \cdot s^{-1}$、$14m \cdot s^{-1}$、$16m \cdot s^{-1}$、$18\ m \cdot s^{-1}$和$20\ m \cdot s^{-1}$（当沙粒的粒径为0.5～0.6 mm时，仅用轴线风速$10m \cdot s^{-1}$、$12m \cdot s^{-1}$、$14\ m \cdot s^{-1}$，因为当轴线风速超过$14\ m \cdot s^{-1}$时，PDA不能捕捉到足够多的运动沙粒）。由于风洞达到实验要求的稳定轴线风速需要大约30s到60s的时间，因此，为了获得准确的实验数据，先将一个自动机械式滑动盖覆盖到沙盘上，当轴线风速达到实验所需的设定风速时，将盖板快速移去。风沙流中不同高度处跃移沙粒的速度测量位置位于砾质床面下风向边缘，共24个测量高度，距离砾质床面的高度分别为1 mm、2 mm、3 mm、4 mm、5 mm、6 mm、8 mm、10 mm、12 mm、15 mm、20 mm、30 mm、40 mm、50 mm、60 mm、

70 mm、80 mm、90 mm、100 mm、120 mm、140 mm、160 mm、180 mm和200 mm。实验中轴线风速在风洞实验段入口处用毕托管测定（图 12-16）。

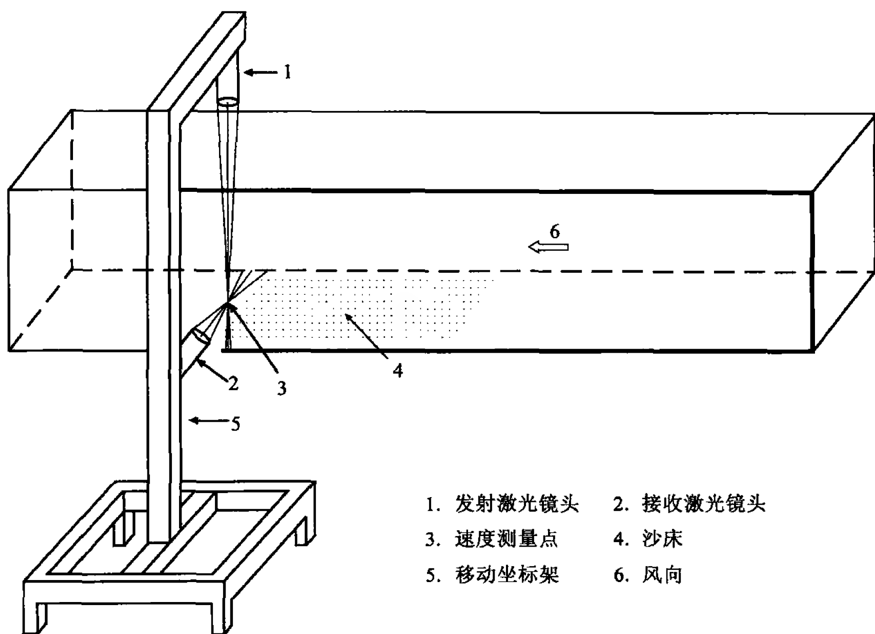


图 12-16 戈壁风沙流速度风洞模拟实验布置图

Fig. 12-16 Set-up of the experimentation for sand flow velocity in Gobi desert

戈壁风沙流中的沙粒速度用 DANTEC 公司研发的 PDA 系统（粒子动态分析仪，或者多普勒测速仪）测量，测速原理如图 12-17 所示。风洞边壁窗口安装光学玻璃，以利于 PDA 测速时激光的通过，试验中 PDA 参数的设置见表 12-4。测速点的位置通过计算机控制的移动系统来精确调整，测量过程设定为测量5 000个有效沙粒的速度，或者测定时间不超过 60s，数据采集的频率为 40Hz 到 3kHz。

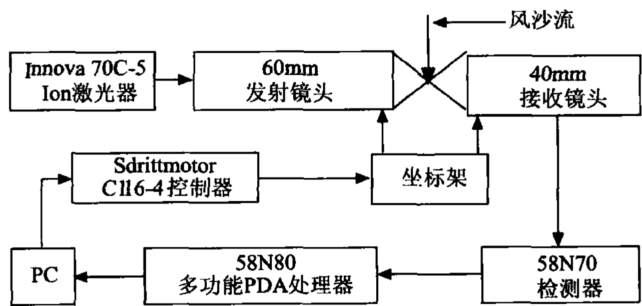


图 12-17 PDA 测量原理图

Fig. 12-17 The principle of PDA velocity measurement

表 12-4 戈壁风沙流速度风洞试验中 PDA 系统的参数

Table 12-4 Characterizing data of the two-component PDA system (DANTEC) used for the experiments

项目	单位	参数	
波长	nm	514.5(绿光)	488(蓝光)
光束宽度	mm	38	
发射镜头焦距	mm	800	
条纹间距	μm	10.834(绿光)	10.276(蓝光)
测点直径	μm	390	370
频率位移	MHz	40(绿光)	40(蓝光)
高斯光束直径	mm	1.35(绿光)	1.35(蓝光)
散射角	(°)	159	
接受镜头焦距	mm	800	
发射角度	(°)	75.5	
接受角度	(°)	60.5	

2. 结果分析

风沙流平均速度随高度的变化是评价其动能随变化的重要参数，它决定了磨蚀强度随高度的变化（Zou et al.，2001）。Greeley 等（1985）认为，从碰撞能量来考虑，最大风蚀强度应当发生在贴近地面部分。然而，Sharp（1964）在野外观测中发现，最大磨蚀强度却发生在地表以上 0.10～0.15 m 高度处，他认为，上述最大磨蚀轻度高度是颗粒粒径、质量通量和颗粒速度的综合表现。Suzuki 等（1981）通过理论分析，得出与 Sharp 类似的结论。Anderson（1988）也在理论上计算了粒径为 0.25mm 的风沙颗粒在摩阻风速 $u_*=10\ \mathrm{m\cdot s^{-1}}$ 时的动能随高度的变化，其结果表明，颗粒的最大动能发生在地表以上 60mm 的高度处。Zou 等（2001）的风洞实验表明，当摩阻风速 $u_*=0.74\ \mathrm{m\cdot s^{-1}}$ 和 $0.81\ \mathrm{m\cdot s^{-1}}$ 时，粒径为 0.25mm 颗粒的速度与 Anderson（1986）的理论计算结果比较接近。所有的这些研究都表明，风沙颗粒的速度变化是决定其动能垂直分布的关键因素，不同床面上的风沙流动能随高度的变化关系不尽相同。风沙流质量通量的变化不足以解释风沙流的动能和磨蚀强度随高度的变化，尤其当风沙流中有悬移运动的细颗粒时就更难解释了(Greeley et al.，1985)。

风是风沙运动的驱动力，风沙流中的速度廓线与风廓线紧密相关。由于 Owen 效应的存在，风沙流改变了其中的风廓线（Bagnold，1941；Owen，1964；Gillette，1999），尽管这种改变很难精确测量。图 12-18 为净风条件下，不同轴线风速的风廓线，所以净风条件下，风洞内边界层厚度约为 120mm，砾质床面的空气动力学粗糙度为 4.5 mm。

1）戈壁风沙流平均速度随高度的变化

图 12-19 和图 12-20 为不同轴线风速条件下，砾质床面不同粒径颗粒的平均水平

和平均垂直速度在随高度的变化。总体而言，平均水平速度随高度的增加增大，而平均垂直速度则随高度的增加减小。这意味着在风沙层内，沙粒沿顺风向被加速，而在向上运动时则被减速。

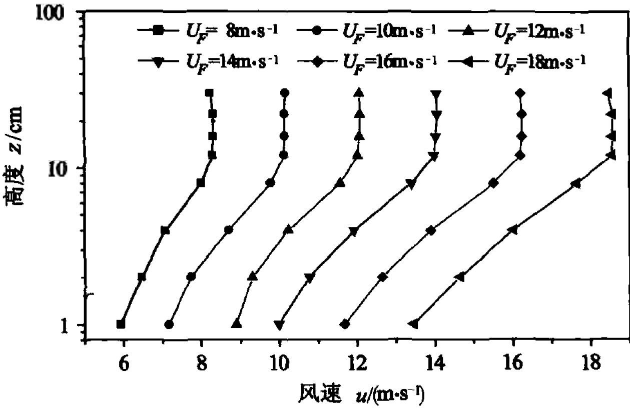


图 12-18 净风条件下不同轴线风速的风速廓线

Fig. 12-18 Velocity profiles of clean wind

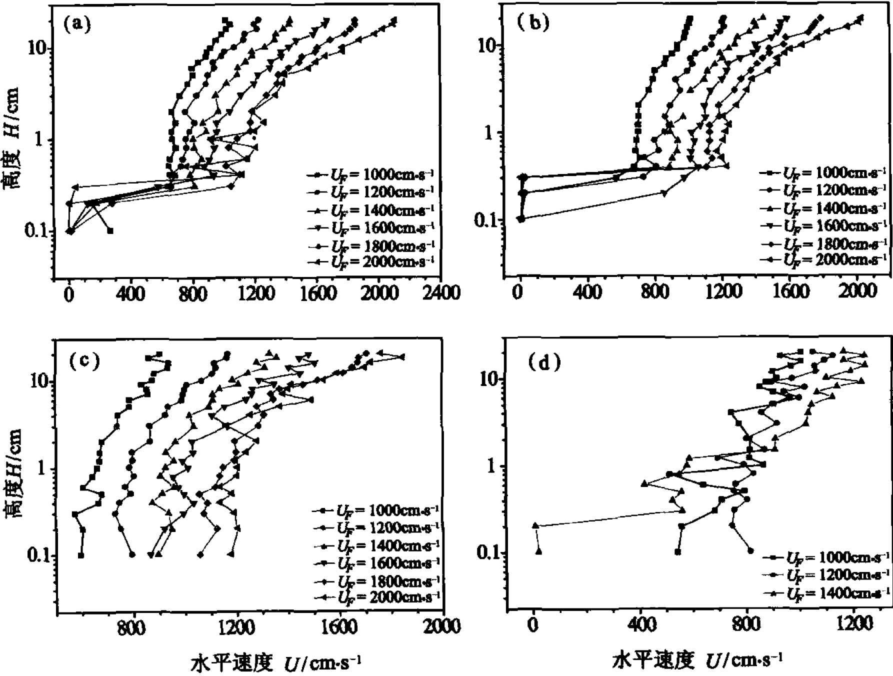


图 12-19 戈壁风沙流的水平速度随高度的变化

Fig. 12-19 Variation of the mean downwind velocity with height

(a) 粒径 d=0.2～0.3 mm；(b) d=0.3～0.4 mm；(c) d=0.4～0.5 mm；(d) d=0.5～0.6 mm

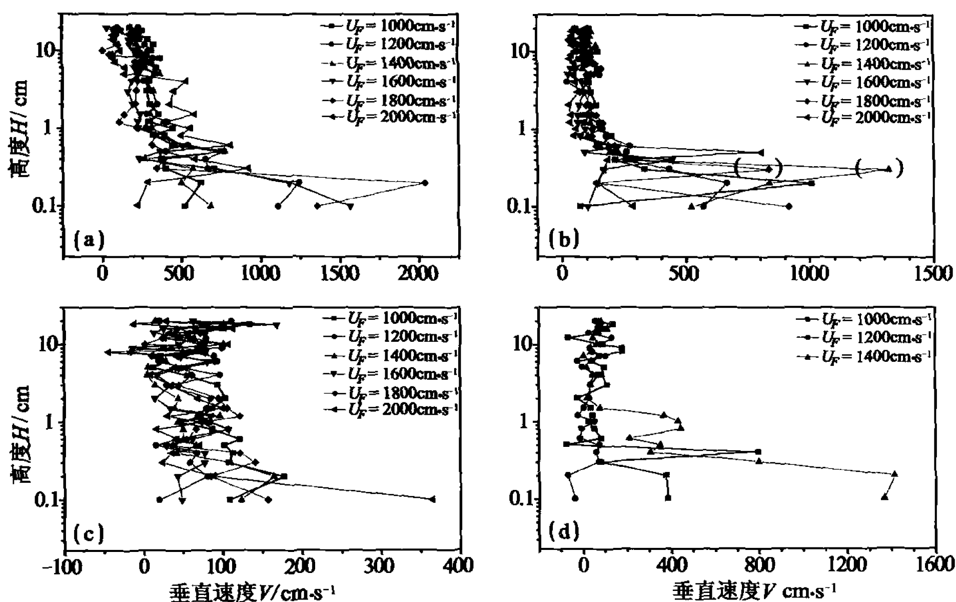


图 12-20 戈壁风沙流的垂直速度随高度的变化

Fig. 12-20 Variation of the mean vertical velocity with height

(a) 粒径 d=0. 2～0. 3 mm；(b) d=0. 3～0. 4 mm；(c) d=0. 4～0. 5 mm；(d) d=0. 5～0. 6 mm

颗粒愈小，风沙流的水平速度随高度的变化与净风速度廓线愈接近。粒径为 0. 2～0. 3 mm的沙粒，在床面以上 200 mm 处的最大平均水平速度比轴线风速略大，粒径为 0. 3～0. 4 mm 的沙粒最大平均水平速度与轴线风速大致相同，但粒径为0. 4～0. 5 mm 和 0. 5～0. 6 mm 的沙粒的水平平均速度却小于轴线风速（表 12-5）。颗粒粒径愈大，其平均水平速度随高度的变化愈复杂，沙粒的平均水平速度随高度的变化在贴地层（<4 mm）更为复杂。虽然速度较大的颗粒在降落时候进入贴地层，但测量结果显示，在贴地层仅有一小部分沙粒具有较高的水平速度，相当一部分沙粒相对于风向作反向运动。造成这种现象的原因是，自高处下落的大量来沙粒虽然一般具有较大的水平速度，但当它们在下降过程中与近地层的其他运动颗粒相撞时，运动方向会

表 12-5 不同轴线风速下各部风沙流的最大平均速度

Table 12-5 The maximum mean velocity of the different sized blowing sand cloud at different free-stream wind velocities

粒径	轴线风速/（cm・s^{-1}）					
/mm	1 000. 00	1 200. 00	1 400. 00	1 600. 00	1 800. 00	2 000. 00
0. 2～0. 3	1 027. 04	1 234. 67	1 438. 50	1 677. 18	1 855. 65	2 116. 11
0. 3～0. 4	1 020. 29	1 220. 40	1 452. 51	1 594. 91	1 794. 91	2 034. 83
0. 4～0. 5	903. 60	1 169. 54	1 328. 40	1 483. 43	1 707. 07	1 869. 20
0. 5～0. 6	905. 85	947. 28	1 069. 33			

发生改变，导致其能量损失，动量被分解消耗，速度发生衰减。向后运动的粒子，勿庸置疑是颗粒碰撞的结果。

最小二乘法回归的结果表明，风沙流平均水平速度随高度的变化可以用以下函数来表达

$$U = A + B\ln H \tag{12-9}$$

式中：U 为风沙流的平均水平速度($cm \cdot s^{-1}$)；H 为高度(cm)；A 和 B 为回归系数。

表 12-6 反映出方程(12-9)中的系数 A 和 B 是轴线风速($cm \cdot s^{-1}$)的函数。这样，式(12-9)可以重新表示成

$$U = B\ln(H/e^{-A/B}) \tag{12-10}$$

式中：A/B 随颗粒粒径在增大（图 12-21）。

表 12-6　戈壁风沙流平均水平速度与高度关系的拟合结果*

Table 12-6　The variation functions of downwind velocity with height

粒径/mm	序列号	$U_F/(m \cdot s^{-1})$	A	B	R^2
0.2～0.3	01	10	637.9598	125.8132	0.83
	02	12	673.6066	181.4508	0.83
	03	14	794.6904	208.7293	0.87
	04	16	867.5925	261.8470	0.91
	05	18	1 042.7784	265.5438	0.86
0.3～0.4	06	20	969.7465	372.4109	0.89
	07	10	618.3172	146.7944	0.78
	08	12	742.1037	175.9360	0.78
	09	14	772.4623	237.3795	0.79
	10	16	1 011.0339	188.6728	0.80
	11	18	923.0776	249.0277	0.78
	12	20	917.7541	364.0000	0.83
0.4～0.5	13	10	686.8623	71.0231	0.89
	14	12	841.3501	87.5580	0.87
	15	14	986.1144	89.7931	0.82
	16	16	1 056.8050	117.8495	0.87
	17	18	1 199.6999	127.9834	0.84
	18	20	1 256.7794	118.4877	0.72
0.5～0.6	19	10	741.9906	79.0007	0.75
	20	12	835.9989	69.7767	0.81
	21	14	64.9427	228.7246	0.91

* 拟合函数为 $U=A+B\ln H$；U 为风沙流的水平速度，单位为 $cm \cdot s^{-1}$；H 为高度，单位为 cm；A 和 B 为回归常数；R^2 为显著性水平为 0.05 的相关系数。

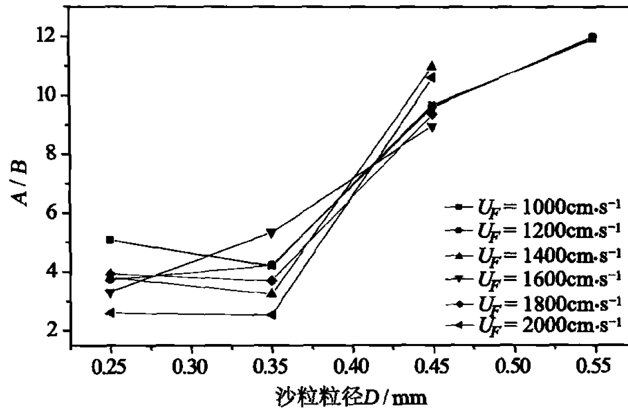


图 12-21　系数 A/B 随沙粒粒径的变化

Fig. 12-21　Coefficient A/B versus sand grain size

式(12-10)与湍流边界层内的风廓线方程类似，这意味着风速是影响风沙流水平速度的主要因素。然而，边界层以外的风速趋于常数，而边界层外的风沙流平均水平速度却随高度在增加（图 12-19)。这或许是因为在较高的位置处颗粒加速的时间较长。

与平均水平速度随高度变化相反，风沙流的平均垂直速度随高的增加减小。理论上，颗粒的垂直速度应当按下式随高度减小

$$U=(U_0^2-2gH)^{1/2} \tag{12-11}$$

式中：U_0 为垂直初速度；g 为重力加速度。

然而，风沙流的平均垂直速度是上升和下降颗粒的速度综合，因此，颗粒的平均垂直速度随高度的变化要远比式(12-11)复杂，大多情况下是不能简单地用一个数学方程来表达的。同样，颗粒的平均垂直速度随高度的变化也比平均水平速度随高度的变化更加复杂（图 12-20)。通常，在较低的位置(<5 mm)，平均垂直速度比平均水平速度大，但在较高的位置(>5 mm)，风沙流平均向上的垂直速度要比平均水平速度低，这表明砾质床面上风沙流中的颗粒碰撞要比沙质床面上的碰撞更加强烈。沙粒越粗，平均垂直速度随高度的变化越复杂，在贴地层(<4 mm)，颗粒的平均垂直速度随高度变化比上层更为复杂。

平均合速度用下式计算

$$U_R=\sqrt{U^2+V^2} \tag{12-12}$$

式中：U_R 为平均合速度；U 为平均水平速度；V 为平均垂直速度。

合速度随高度增加呈增大趋势(图 12-22)，表明颗粒顺风向的运动是戈壁风沙流运动的主要形式。与平均水平速度和平均垂直速度一样，合速度随高度的变化在贴地层(<4 mm)也是很复杂的，在该层之上，合速度随高度的变化可以用一个改进的幂函数来表达

$$U_R=C+DH^K \tag{12-13}$$

式中：U_R 为合速度（cm・s^{-1})；H 为高度(cm)；C，D 和 K 为回归系数。

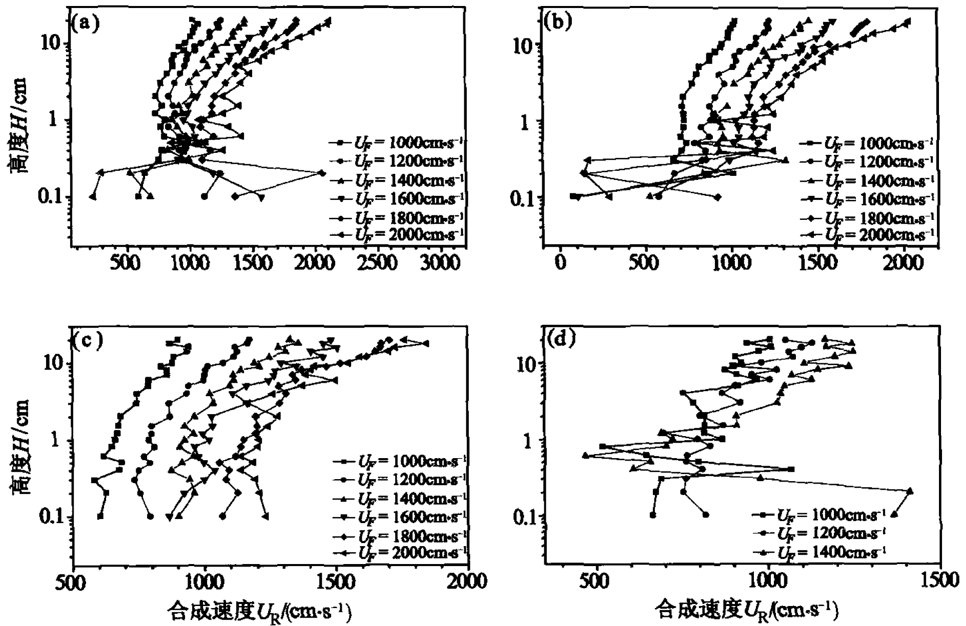


图 12-22 戈壁风沙流的合成速度随高度的变化

Fig. 12-22 Variation of the mean resultant velocity with height

(a) 粒径 d=0.2～0.3 mm；(b) d=0.3～0.4 mm；(c) d=0.4～0.5 mm；(d) d=0.5～0.6 mm

2）颗粒湍流度

颗粒的湍流度定义为风沙流中通过固定点风沙颗粒速度的脉动，可以用(12-14)式来计算。

$$T_u = \frac{1}{U}\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(U_i - U)^2}{N}} \tag{12-14a}$$

$$T_v = \frac{1}{V}\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(V_i - V)^2}{N}} \tag{12-14b}$$

式中：T_u 为颗粒在水平方向上的湍流度；T_v 为颗粒在垂直方向上的湍流度；U 为平均水平速度；V 为平均垂直速度；U_i 为颗粒 i 的水平速度；V_i 为颗粒 i 的垂直速度；N 为测量的颗粒数。图 12-23 和图 12-24 表明，在所有轴线风速下，颗粒在水平方向上的湍流度一般都随高度的增加减小。粗沙粒(0.4～0.5 mm 和 0.5～0.6 mm)的水平湍流度随高度的变化要比细沙粒(0.2～0.3 mm 和 0.3～0.4 mm)的水平湍流度复杂得多。颗粒的垂直湍流度随高度的变化不像水平湍流度那样有规律，粗颗粒(0.4～0.5 mm 和0.5～0.6 mm)则更加没有规律，而细沙粒(0.2～0.3 mm 和 0.3～0.4 mm)的垂直湍流度随高度的增加呈增大趋势。

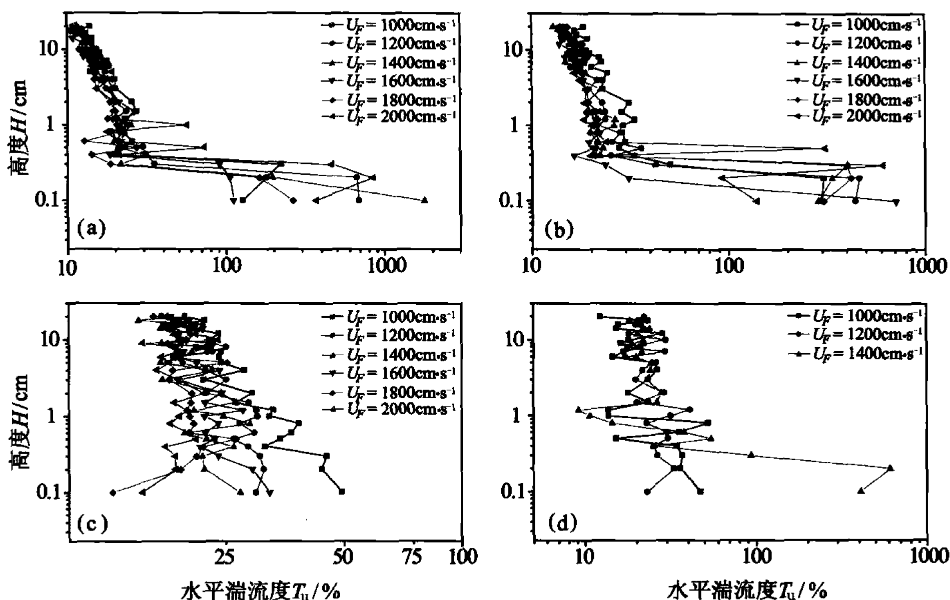


图 12-23 水平颗粒湍流度随高度的变化

Fig. 12-23 Variation of particle turbulence in downwind direction with height

(a) 粒径 d=0.2～0.3 mm；(b) d=0.3～0.4 mm；(c) d=0.4～0.5 mm；(d) d=0.5～0.6 mm

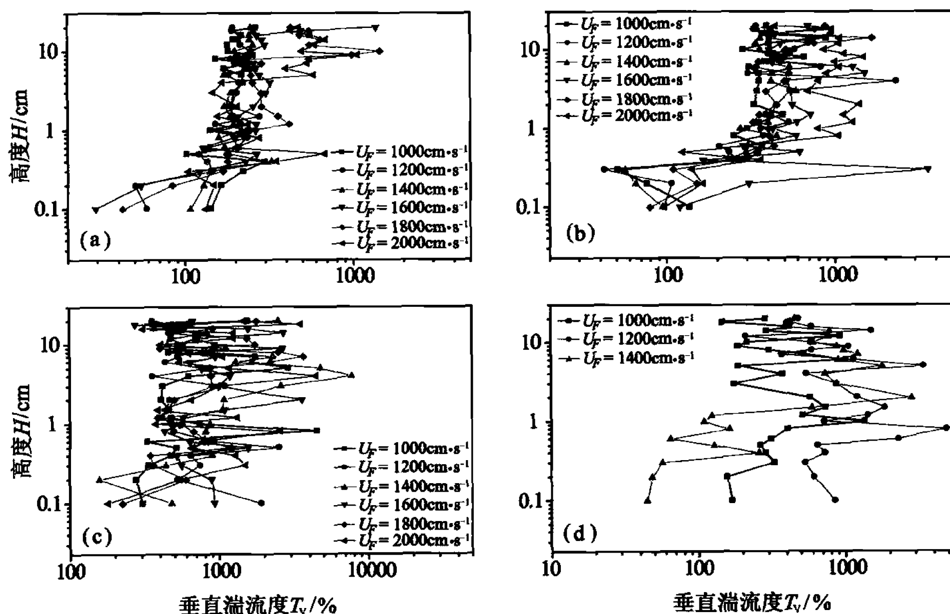


图 12-24 垂直颗粒湍流度随高度的变化

Fig. 12-24 Variation of particle turbulence in vertical direction with height

(a) 粒径 d=0.2～0.3 mm；(b) d=0.3～0.4 mm；(c) d=0.4～0.5 mm；(d) d=0.5～0.6 mm

3. 讨论

影响风沙流速度的因素包括气流的速度和湍流度、颗粒的大小和形状、碰撞引起的颗粒溅射和反弹、颗粒与颗粒之间的空中碰撞以及其他一些未知的因素。上述各因素的影响作用不同，而且其相对重要性随床面的不同而不同。在疏松的沙质床面上，小角度的溅射是颗粒从床面起跳的主要形式，而当风沙流通过不可侵蚀的砾质表面时，大角度的弹跳是颗粒起跳的主要形式。

影响风沙流水平速度的主要因素是风速，所以平均水平速度的方向与风向一致。风沙流平均水平速度随高度和轴线风速的增加而增大，而随沙粒粒径的增大减小，说明风速是影响颗粒水平方向运动的主要因素。据床面的高度愈大，沙粒受强风加速的时间愈长，所以风沙流的平均水平速度无论是在边界层内还是边界层外都随高度的增加而增大。细沙粒很容易被加速，因此沙粒越细，风沙流平均水平随高度的变化越靠近净风风速廓线。颗粒间的空中碰撞也影响沙粒的速度。在贴地层，风沙颗粒的浓度很大，颗粒的碰撞概率很高，颗粒间的碰撞分散了颗粒的动量，导致颗粒速度减小。床面对颗粒反弹作用的影响随高度的增加逐渐减小，自床面反弹的颗粒可以分为小角度-低速度、小角度-高速度、大角度-低速度和大角度-高速度等 4 种类型。大角度-高速度的反弹颗粒可以在较高的高度上运动，影响高层风沙流的平均速度。颗粒与床面的碰撞以及颗粒与颗粒间的空中碰撞是随机性很强的过程，因此，颗粒的反弹速度很复杂，从而引起近床面层风沙流速度的复杂性。在贴地层，风速很小，风沙颗粒受风力的加速作用很小，颗粒的速度主要来自床面的反弹和运动颗粒间的空中碰撞。粗沙的床面反弹以及颗粒间的碰撞更强烈，因此，其平均速度随高度的变化更复杂。颗粒的垂直速度来自床面的反弹、颗粒间的空中碰撞、空气湍流产生的升力、Magnus 效应以及其他一些未知因素，因此，垂直速度随高度的变化要比水平速度随高度的变化更加复杂。

风沙流的平均速度可达到或超过风速。天然沙主要由石英组成，其密度相当于空气密度的 2000 多倍，所以风沙流消耗相当多的风能量或动量，导致风沙流中的风廓线发生变化，与净风速度廓线相差很大，使得测量风沙流中的风廓线也能够获得有关风沙运动的丰富信息。Bagnold（1941）最早发现的 Owen 效应（Owen，1964；Gillette，1999）需要进一步研究。虽然关于 Owen 效应已经有很多理论、实验和野外观测研究，但对该问题彻底的解决需要对风沙流速度和通量进行准确的测量。

颗粒湍流主要是风的湍流、床面颗粒的反弹，以及颗粒间的空中碰撞所致，风的湍流度随高度增加减小是引起颗粒水平湍流度随高度变化的主要因素，因为风沙颗粒在水平方向的运动主要受风力驱动。颗粒在垂直方向上的湍流度随高度变化不像水平湍流度那样有规律，尤其是粗沙粒（0.4～0.5mm 和 0.5～0.6mm）受床面的反弹以及颗粒间的碰撞比较频繁，其垂直湍流度变化更复杂。另外，值得提及的是，颗粒的

粒径分布也会影响颗粒湍流度，虽然，沙粒被筛分成不同的粒径组，但实验的沙样并不是真正意义上的均匀粒径，它们对风速的响应随时间和空间变化，风沙流中沙粒对气流响应行为的差异导致“颗粒湍流”。

4. 结论

戈壁风沙流的水平速度主要受风速的影响，因此，风沙流的平均水平速度方向与气流方向一致，尽管由于床面的反弹和颗粒间的碰撞，一些粒子的速度与风向相反。从风沙流平均水平速度的变化来看，风速对其影响比较明显。风沙流平均水平速度随高度和轴线风速的增加而增大，但随颗粒粒径的增大而减小。细沙粒（0.2～0.3 mm 和 0.3～0.4 mm）的颗粒水平湍流度随高度的减小表明，风力作用对其影响更明显。颗粒与床面的反弹以及颗粒间的空中碰撞对风沙颗粒的运动影响深远，尤其是对风沙颗粒的垂直速度影响更加明显。贴地层颗粒速度的变化非常复杂，风对地表以上 4mm 高度以上的颗粒运动影响比较明显。虽然理论上，当颗粒的起跳角度和初速度已知，就可以计算风沙流的速度，但风沙颗粒的运动因受到颗粒间的空中碰撞、气流湍流产生的升力、Magnus 效应以及其他未知因素的影响而变得非常复杂。因此，有关风沙运动的实验研究，尤其是颗粒间的碰撞需要深入的研究。

当风沙流经过戈壁表面时，颗粒与床面的反弹是其从地表起跳的主要动力，而在疏松的沙质地表，击溅则是沙粒从地表起跳的主要动力。比较研究戈壁和沙质地表的风沙流特征可以提高我们对沙粒起跳过程的更多认识。

12.2.3 戈壁表面的平衡盖度

本章第 12.2.2 节讨论了戈壁风沙流的通量廓线与速度特征。戈壁风沙流的另一个特点表现为过境风沙流，即相对于沙质地表而言，戈壁地表的产沙量有限，吹经其上的风沙流一般不易堆积，即处于动态平衡状态。戈壁表面是否处于动态平衡取决于其砾石的覆盖度。所以，作为戈壁风沙流防治的风沙物理学原理，我们在前人研究基础上，利用风洞模拟实验与野外监测相结合的方法，通过对戈壁表面达到动态平衡时风速与盖度的关系及在一定风速条件下戈壁表面达到动态平衡时的时间关系，以及风蚀作用停止，床面稳定后的粒配及砾石覆盖度，探讨在不同的动力（风力）作用下戈壁表面达到动态平衡时的相关参数，从而为干旱地区风蚀防治理论的进一步完善提供理论指导。

1. 研究方法

研究方法包括风洞模拟实验、野外现场试验和数据处理等 3 部分：

(1) 风洞模拟实验。风洞模拟实验是在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室沙坡头沙漠试验研究站风洞内进行，位于工作段 18～20m 处，

实验前将每种样品随机平铺于实验段，上面铺一层厚约 5cm 的原形沙漠沙。实验样品（砾石）采用玻璃球（直径 1.00±0.00 cm）、河床粉碎扁石（平均直径 0.52±0.11 mm、0.98±0.16 cm）和水蚀圆形砾石（平均直径 0.87±0.26cm、2.64±0.47cm、5.49±0.90 cm）3 类 6 种（表 12-7）。实验风速选取 8～18 $m \cdot s^{-1}$ 的 5 个风速，间隔为 2 $m \cdot s^{-1}$。风况为无外来沙源的净风。实验时，首先用低风速进行吹蚀，直到没有沙粒可以吹动(风蚀活动停止)为止，布设基线尺进行数码拍照，然后进入下一挡风速实验。整个实验过程进行观测记录沙粒的移动、砾石初露的时间及风蚀堆积等现象。

表 12-7 戈壁平衡覆盖度风洞模拟实验所用的砾石规格

Table 12-7 The gravels and their mean diameter used in wind tunnel experiment on equilibrium gravel coverage in gobi desert

编号	GR01（玻璃珠）	GR02	GR03	GR04	GR05	GR06
平均粒径/mm	10.0	5.2	8.9	9.8	26.8	54.9

（2）野外现场试验。实验样地选在莫高窟顶西北边砂砾质戈壁上。于 2003 年 10 月布设 100 m×100 m 的实验地一块，在原有砂砾质戈壁面上铺鸣沙山沙，厚度约 5 cm（与风洞实验一致），表面尽量保持与自然床面相近。在样地四边（距边沿 1 m 处）分别设 3 个监测拍照点，在样地中心设 1 个点，每月 28 日进行一次近景摄影测量（摄影前布设基线尺），并取沙样带回中科院寒旱所沙漠与沙漠化重点实验室用筛吸法进行机械组成分析。同时，对实验期内的有关风的资料在采用自动记录的基础上，在大风时间进行实地监测（自制 10 路风向风速仪）。

（3）数据处理。对实验取得的数据均采用 MS. Excell 处理，样区的采集采用近景摄影测量的方法，在实地布设基线尺，采用 ESRI 公司的地理信息 ARC/INFO 8.3 软件，对每个样本进行矢量化，对采集的数据通过软件的统计计算功能，计算出样本中直径大于 2 mm 的砾石所占样本面积的百分比，即砾石覆盖度。

2. 结果与分析

（1）平衡砾石覆盖度。第 6 章关于戈壁的形成过程讨论中指出，戈壁表面的风蚀过程具有选择性，可蚀性细颗粒被吹蚀，不可蚀的粗颗粒，包括砾石留在原地。在此过程中，不可蚀颗粒的覆盖度逐渐增大，最终形成不再风蚀的平衡砾石覆盖度。图 12-25 是当风蚀停止时风速与盖度的关系。这表明，在不同风速作用下，当蚀积活动平息，床面蚀积达到动态平衡时，盖度与风速成正比例关系，进一步分析结果表明，两者之间有指数关系（表 12-8)。低风速时，平衡砾石覆盖度为 25％～35％；中等风速时，平衡砾石覆盖度为 35％～55％；而高风速时，平衡砾石覆盖度为 60％～75％；所以，对于某种砾石覆盖度的戈壁地表，是否有风沙流产生则取决于风力的强弱。

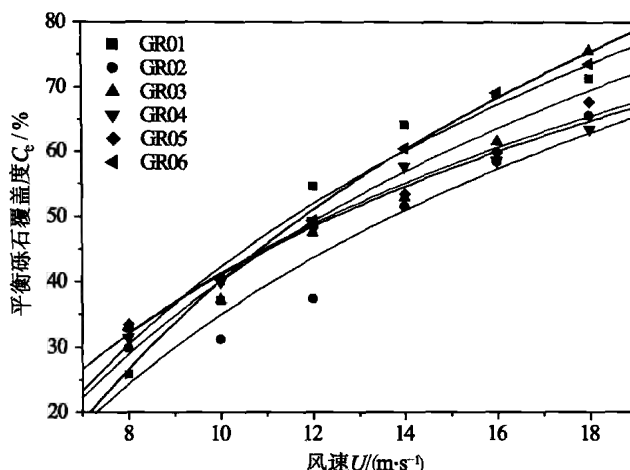


图 12-25　平衡砾石覆盖度随风速的变化

Fig. 12-25　Variation in equilibrium gravel coverage as a function of wind velocity

表 12-8　平衡砾石覆盖度与风速的关系*

Table 12-8　The relationship between equilibrium gravel coverage and wind velocity

砾石编号	a	b	R^2
GR01	−98.438	60.164	0.97
GR02	−74.763	47.648	0.92
GR03	−75.246	50.088	0.93
GR04	−52.144	40.462	0.98
GR05	−53.619	41.223	0.99
GR06	−80.423	53.269	0.99

* 拟合函数为 $C_e=a+b\ln U$；C_e 为平衡砾石覆盖度；U 为轴线风速；a 和 b 为回归常数；R^2 为显著性水平为 0.05 的相关系数。

(2) 平衡化时间。平衡化时间是戈壁表面砾石覆盖度达到皮平衡覆盖度所需要的时间。风洞实验结果(图 12-26)表明，对于各种砾石，风速愈大，平衡化时间愈短，进一步分析发现，平衡化时间随风速的增大呈指数减小(表 12-9)。在低风速时，平衡化时间受砾石形状和大小的影响明显；在中等风速时，各种砾石的平衡化时间明显较小；在高风速时，平衡化时间很短，且各种规格砾石的平衡化时间相差不大。所以，虽然大风出现的次数较少，但对戈壁风沙流的产生却具有很重要的作用。上述结果表明，在应用砾石覆盖防治戈壁风沙流时，要充分考虑当地的风力作用，特别是强风出现的次数和持续时间。

(3) 莫高窟顶的现场试验。莫高窟顶是风力作用强，风向多变的地区。现场试验结果表明，戈壁表面的砾石覆盖度随时间的发展基本上是线性增大的(图 12-27)。

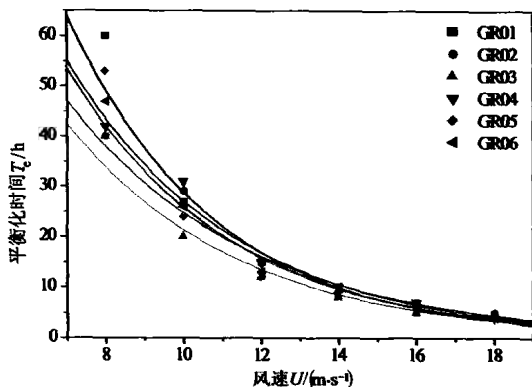


图 12-26 戈壁表面砾石覆盖平衡化时间随风速的变化

Fig. 12-26 Variation in equilibration time as a function of wind velocity

表 12-9 戈壁表面砾石覆盖平衡化时间与风速的关系*

Table 12-9 The relationship between equilibration time and wind velocity

砾石编号	a	b	R^2
GR01	415.15	−0.2669	0.9744
GR02	211.33	−0.2147	0.9666
GR03	212.70	−0.2297	0.9783
GR04	291.06	−0.2375	0.9899
GR05	306.94	−0.2481	0.9670
GR06	292.71	−0.2426	0.9857

* 拟合函数为 $T_e=ae^{bU}$；T_e 为平衡化时间；U 为轴线风速；a 和 b 为回归常数，R^2 显著性水平为 0.05 的相关系数。

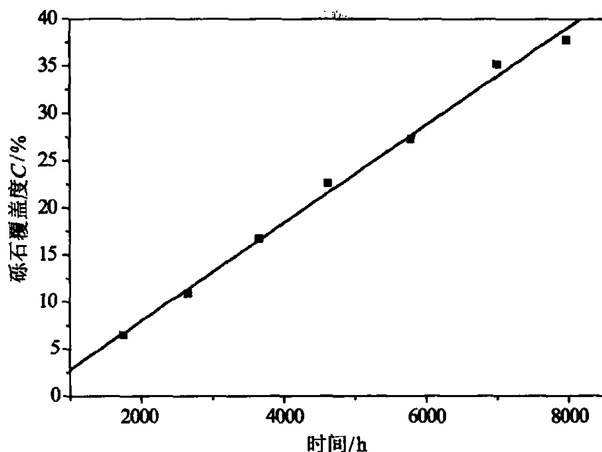


图 12-27 戈壁表面砾石覆盖度随时间的变化（莫高窟顶的现场试验结果）

Fig. 12-27 The variation in gravel coverage as a function of time in the field study

12.3 戈壁风沙流防治的成功实践

12.3.1 经验与教训

敦煌莫高窟地处高大鸣沙山与三危山之间的大泉河谷。绵延1 600m的石窟开凿于大泉河西岸由玉门砾岩层组成的台地边缘。在西北、东北及西南风的作用下，洞窟长期经受风沙危害。早在五代时期，风沙就已危及洞窟的安全，这有清沙功德碑为证。20 世纪 40 年代，石窟最低层大部分埋在沙中。自敦煌文物研究所成立以后，防沙治沙一直被列为保护石窟的重点工作，并在制定《1956～1966 年敦煌文物研究所全面规划草案》时，把防沙工作列入石窟的保护、修缮工程项目中，先后在窟顶尝试多种防沙工程。60 年代初，曾制订防沙规划，同时开展了小规模的防沙治沙试验，在崖面上修建防沙墙，采取“上堵下清”的方法，但后因积沙量过大，造成墙体外塌，危及洞窟，被迫拆除。随后又在崖面开挖截沙沟，设置部分红柳条栅栏，结果造成大量沙物质积聚，截沙沟很快被填平，沙障被压埋，形成新的隐患。究其原因，是限于当时的条件，对本区风沙运动规律、风沙危害方式等认识不足，所以，虽然工程在短期内起到了一定的防护效果，但随后因积沙量增大，相继很快失效，以致于多年来一直采用消极的人工清沙方法。据敦煌研究院统计，每年要清沙3 000m^3，而风沙危害却并未得到有效防治。1987 年，敦煌莫高窟被联合国教科文组织批准列入世界文化遗产保护对象以后，莫高窟的风沙危害问题再次引起国内外有关方面的关注。原中国科学院兰州沙漠研究所、敦煌研究院及美国盖蒂保护所合作，进行了莫高窟风沙运动规律及风沙防治研究，设置了尼龙网防沙栅栏。长期观测表明，尼龙网防沙工程阻止了主害风（西北、西南风）向窟洞搬运的沙量，使窟区入沙量减少了 60%。但是，尼龙网防沙栅栏是一种临时性防护措施。由于积沙，栅栏附近形成了新的人工沙堤，一旦积沙高出栅栏，流沙便会长驱直入，危及洞窟。因此，为了避免产生新的风沙危害源，彻底根治莫高窟沙害，应改变过去结构简单、功能单一、缺乏长远性的防护方法，尽快建立一个由物理措施、生物措施、化学措施相结合，阻、固、输、导为一体的综合防护体系。

12.3.2 指导思想

随着中国经济建设重心由沿海向内陆地区的转移，西部将成为中国经济发展的又一热点地区。中央政府决定，将生态环境建设作为西部开发的一个基本点，同时将旅游业作为西部地区经济发展的一个重要支柱产业。这种战略思想就是基于资源开发和环境综合整治相协调，将经济效益、社会效益、生态效益相结合，把生态效益放在首位的国土开发战略。敦煌莫高窟是中国乃至世界古代灿烂文化艺术的瑰宝，是甘肃对

外交流的主要窗口之一，也是中国重要的旅游地之一。在中国重点文物和世界文化遗产保护地建立一个有效的风沙危害综合防护体系，其意义不仅是对中国流沙固定及风沙防治工程水平的一次综合显示，更为重要的是，表明中国政府对保护世界文化遗产和根治沙害、改善西部地区生态环境的决心。敦煌莫高窟风沙危害综合防护体系的建立，将对中国风沙地区文物古迹及重要经济设施的保护起到示范作用，而且在国际上也会产生深远的影响。

长期以来，有关莫高窟的防沙主要有两种观点：一种是采取以阻、输为主的防护观点，即所谓“上堵下清”的方法，但其关键问题是“堵沙”于何处（赵松乔，1990）；另一种观点认为，本区东、西风大致势均力敌，东风略强于西风，窟顶的戈壁处于风蚀与风积相对平衡状态，顺应自然，可将其作为风沙输送带，不必设置防沙措施。综合以上观点和前人多年的防沙治沙经验，以及对本区风沙环境的重新认识，我们认为，首先，荒漠化防治，包括流沙固定等都涉及其治理必须要有一个长远的观点和全面完整的防护体系，局部或单一的措施，虽能暂时发挥一些效益，但未能达到根治的目的（朱震达，1999）。其次，莫高窟作为世界人类文化遗产及国家重点文物保护单位，单纯消极的人工清沙已远远不能适应当今社会对生态环境质量的需要，创造一个良好的旅游生态环境及文物保护工作环境，不仅有利于整个窟区生态环境的改善，而且其示范效应将把本地区乃至整个河西地区的荒漠化治理提高到一个新的水平。再次，戈壁蚀积平衡是在一定风力条件下，戈壁风蚀与风积达到平衡时的一种状态，是一种相对的动态平衡，也是鉴别沙丘迁移及风沙堆积的一个重要指征。在戈壁蚀积平衡过程中，风沙流、粉尘等对窟区的危害依然存在。由于莫高窟顶沙源主要来自鸣沙山及广阔沙砾质戈壁面上的就地起沙，风沙流是造成地表风蚀及床面，特别是砾石床面从稳定向不稳定方向发展的主要原因。因此，如何通过合理设置防护措施，控制外来沙源及防治地表原始结构的人为破坏，将沙源就地阻截，建立一种新的蚀积动态平衡，是综合防护体系成功与否的关键。

综上所述，莫高窟综合防护体系建立的主导思想是：从本区多风向的实际情况出发，以防治西北、西南主害风为主，根据鸣沙山、沙（砾）质戈壁、窟顶崖面等不同地带的具体条件和风沙运动规律特征，采取以固为主，固、阻、输、导相结合的防护原则，以切断或削弱鸣沙山沙源和固定流沙，并消除砂砾质戈壁面上的就地起沙为目的，建立一个由物理、生物、化学措施组成的多层次、多功能的综合防护体系，从根本上消除风沙活动对莫高窟的风沙危害。

12.3.3 防沙工程布局

敦煌莫高窟地处多风向地区，研究表明（屈建军等，1996）：①西风或西北风是本区主害风向。对于沙砾质戈壁来说，由于地表粗糙度与流沙相比增大了一个数量级，同一风速条件下，戈壁输沙率小于流沙，但是沙砾质戈壁上覆盖了相当数量沙物质，且沙砾质戈壁砾石细小，对于跃移沙粒不具备较强的反弹作用。因此，沙砾地的

风沙流兼备了流沙表面和戈壁两种风沙流的特征，属低浓度不饱和输沙强度，在一般情况下，不容易形成积沙危害。②西南风、南风是另一组主害风。风沙流强度远小于西北风，尽管鸣沙山的沙源充足，但平均流场性质决定了西南风、南风对沙物质的搬运能力是缓慢而有限的。加之，鸣沙山本身对于西南风起到一种屏障作用。因此，输沙率自鸣沙山向窟顶逐渐减弱的趋势。③偏东风相对于主害风是一组有益风，由于偏东风受控于全区环流，风力较强，风沙流强度明显增大，偏东风对于长期堆积于崖面的积沙及偏西风向窟区输送的沙物质，具有一定的反向搬运能力，这种多风向条件下沙物质往复搬运过程给防沙措施的设置带来一定的困难。

莫高窟窟顶地貌类型为砾质戈壁、沙砾质戈壁、平坦沙地和沙山。砾质戈壁、沙砾质戈壁宽可达1 000～1 500 m左右，沙山系鸣沙山的东段，相对高度170 m，为一覆盖在基岩低山上的高大复合型沙山，沙丘类型以星垄状沙山、复合型星状沙山和金字塔沙丘为主。根据莫高窟风沙运动规律和危害方式可主要划分流沙固阻区及沙砾质戈壁防护区，其中流沙固阻区包括鸣沙山流沙前缘的沙丘链至植物滴灌带边缘的平沙地，沙砾质戈壁防护区包括植物滴灌带至尼龙网栅栏外围之间的沙砾地。针对西北、西南主害风强劲，鸣沙山及西北侧以沙砾质戈壁，中、细沙粒级含量相对较高，是威胁窟区的主要沙源。从防护体系的总体布局上，借鉴中国科学院原兰州沙漠研究所在包兰铁路沙坡头段、兰新铁路玉门段已取得的防沙成功经验。在窟顶建立一个在空间上由阻沙带、固沙带和输沙带组成，以机械、生物、化学措施构成的防护体系（图12-28）（屈建军等，1996；张伟民等，2000）。

1. 流沙固阻区

由于地处多风向地区，不同类型的沙丘运动及其动力学特征具有其各自的特点。鸣沙山边缘沙垄的形成与区域的西北、东北风向交互作用有关，高 10～30m，而金字塔沙丘则是一种较为复杂的复合型沙丘，与地形屏障有密切关系，地形屏障阻挡风沙流，导致金字塔沙丘的巨厚层风沙沉积。金字塔沙丘是一种相对稳定的沙丘，就整体而言，没有明显的移动，沙丘基底庞大，而且风速较小，因此，风沙活动主要出现在沙丘的 2/3 高度以上部位。由于迎风面上的沙物质顺着气流运动至丘顶后，气流发生分离而沉积于背风面。沙粒在背风面堆积使坡度不断变陡，最终导致落沙现象，具有显著陡峭的东北面落沙坡。

沉积构造测量表明（张伟民等，1998），沙丘主梁多为交错层理，倾向指示为东北、西南两组风向作用。而与沙丘主梁相交的副梁相对于主梁较为平坦，为前积层理，指示为西北风向作用。金字塔沙丘运动以沙臂的横向摆动为主，沙臂的纵向运动相对不明显，沙脊的年横向摆动达 24 m，而沙脊的年高度变化量为±0.5 m左右。由此可见，戈壁良好的自然输沙场以及多风信条件下所形成的较为稳定的风沙地貌是莫高窟数千年不被风沙埋没的主要原因。

流沙固阻区主要建立于鸣沙山流沙前缘的沙丘链及平沙地上，由高立式栅栏、半

隐蔽式麦草方格沙障及人工滴灌固沙植物带构成。这样一方面改变了风沙流通过区的下垫面性质，使来自主害风方向的风沙流搬运能力发生变化，从而使风沙流中所携带的沙粒沉降堆积，截阻减缓沙丘向洞窟方向移动；另一方面改变了下垫面粗糙度，达到继续削弱风速，减少输沙效应，使沙丘表面的吹蚀堆积活动趋于平息，从而为其下风向的人工植被创造适宜生长的环境。随着人工植被的建成，覆盖度的增大进一步稳定了流沙表面，并在沙山前缘形成长久的绿色屏障，最终人工生态系统的防护将逐步占据主导地位。

流沙固阻区的治理关系到能否固定和减少沙源，防治风沙流的侵害、风沙尘的扩大与升级，关系到窟区整个生态环境质量的提高。因此，流沙固阻区是建设的重点治理区域。而防护宽度的确立是综合防护体系建设的关键（凌裕泉，1991）。沙坡头低矮格状沙丘地带的平均防护宽度 235～583m 左右，塔里木沙漠公路防护宽度一般 40～60 m（韩致文等，2000）。本区的阻沙固沙防护带设置主要沿沙丘形态的走向，基本上沿沙丘第二道主梁的迎风坡（即主梁沙丘西侧），距沙脊线 15 m 左右处设置高立式栅栏阻沙带，在窟顶鸣沙山南侧的流沙防护带宽度为 250m ，北侧的流沙防护带宽度为 400 m。高大沙丘丘体本身对风沙就有阻碍作用，加之本区风沙地貌稳定，沙丘体的基部相对稳定，丘体相对高大，风沙活动主要在丘体的 2/3 高度以上部位，以沙臂的横向摆动运动为主。因此，应着重对沙丘风沙活动较为强烈的部位进行重点防护，250～400 m 范围内，高立式栅栏、草方格沙障和植物固沙措施相配合，从固定沙丘、减少鸣沙山沙物质的来源的意义讲，其防护宽度是有保障的。流沙固阻区建设内容包括（图 12-28）：

（1）高立式栅栏阻沙带。沿沙丘第二道主梁迎风面脊线 10m 的附近设置一道 2 000m长的高立式阻沙栅栏，以切断或削弱鸣沙山向窟区搬运的沙源，将沙物质阻截在鸣沙山沙丘地带上。

（2）草方格沙障固沙带。在高立式阻沙栅栏以东 250～400m宽及1 800m长的沙丘地段，设置 1 m×1 m 和 0.75 m×0.75 m 规格的草方格沙障，作为综合防护体的主体其主要是固定流沙，减少沙物质向窟区运移。加之沙丘起伏地形可以更好地阻止风沙运动。

（3）植物固沙带。目前已在鸣沙山脚下平坦沙地上，种植长1 700m、宽 10m 的沙生灌木林带一条，成为阻固流沙进入窟顶戈壁的第一道绿色屏障。随着沙山边缘草方格沙障的建立，应从现有植物固沙带向固定了的沙丘地带延伸 150～300 m，适时种植沙生灌草，植物固沙带宽度 5 m，植物带的空白带间隔 15m、长1 700m，通过植物固沙可进一步固定鸣沙山边缘的低矮沙丘及覆沙地，以期减少沙物质进入戈壁带，同时也可起到绿化和美化作用及改善生态小环境。随着工程防沙措施进一步完善，生物防沙工程由先前的辅助措施逐步成为主导工程。

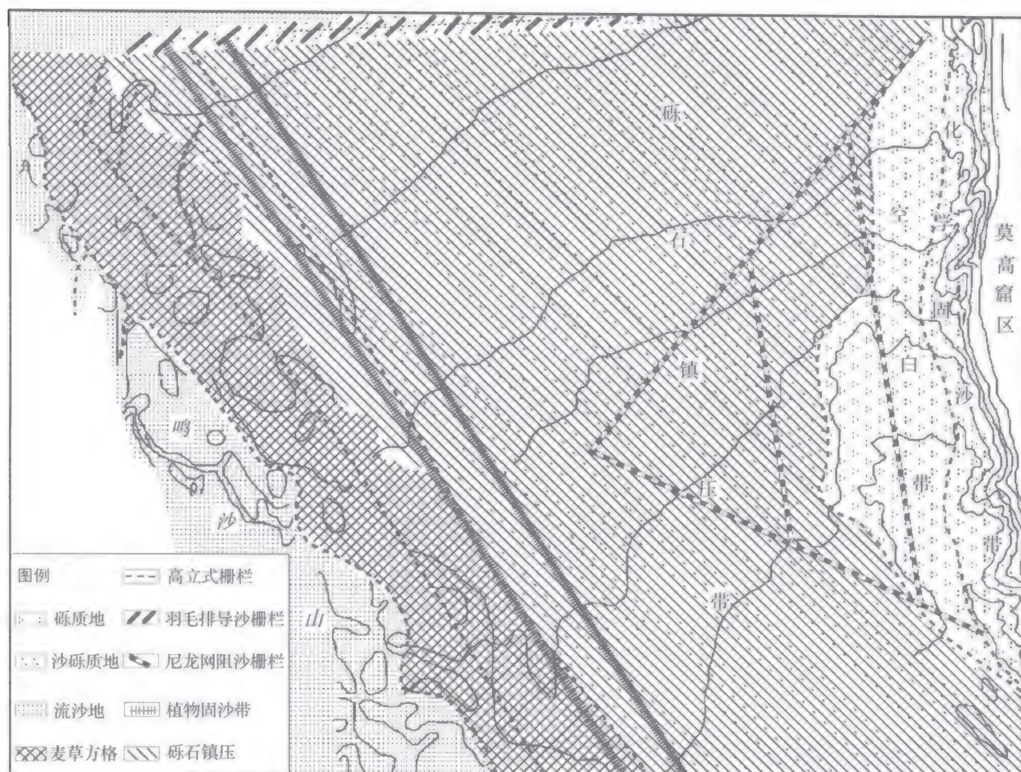


图 12-28　莫高窟顶风沙防护工程布局（据张伟民等，2000）

Fig. 12-28　The aeolian sand shelter system in Mogao Grottoes (Zhang et al.，2000)

2. 沙(砾)质戈壁防护区

主要由砾石铺压带、空白带和化学固沙带组成。砾石是一种不可蚀粗糙元，通过不可蚀粗糙元增加地表粗糙度，吸收地表部分风动能来降低作用在可蚀床面上的剪切力，从而达到抑制风蚀的效果。诸如砾石铺压、土壤团聚体、作物余茬、植被等来增加地表粗糙度及阻力，从而降低近地表风速，有效抑制风力对土壤的侵蚀作用，已成为防沙治沙的有效途径。砾石防护工程则是通过人工砾石铺压方法建立的一种稳定床面，一方面起着覆盖沙源，固定沙面，阻截沙物质的作用；另一方面改变下垫面粗糙度，造成一种不利于沙子堆积的条件，促进天然戈壁输沙场的形成的作用，同时为偏东风反向搬运创造一个适宜下垫面。

通常情况下，风力愈大，粗糙地表受到的阻力也愈大。风洞实验表明，砾石的空气动力粗糙度随着风速的增加而降低，表明砾石对气流的消减作用是通过砾石承受风力作用而实现的，其过程是通过动力粗糙度的降低，使砾石的受力面积相应增大，来达到一种能量平衡的状态。在风速小于 10 $m \cdot s^{-1}$的情况下，随着砾石的覆盖度的增加，地面空气动力粗糙度随之显著增大。砾石覆盖度的增加可使地表空气动力粗糙度

高度上移，而摩阻速度变化不大，如块状砾石覆盖度分别为30%、60%及80%左右时，摩阻速度变化范围在0.1～0.6 m·s^{-1}，空气动力粗糙度变化范围在0.87 mm，表明砾石主要是通过其集合受力强度来调整空气动力粗糙度的变化来达到平衡。当风速达到大于10 m·s^{-1}时，砾石覆盖度的变化虽然同样使地表空气动力粗糙度增加，但是摩阻速度出现了相当大的差异。表明砾石受力状况发生了较大的变化，一方面砾石通过群体集合受力强度调整了空气动力粗糙度；另一方面摩阻速度的较大变化反映了砾石形状参数的作用在大风状况下具有重要的作用；因为砾石的形状特征可以对近地表气流的边界层的发育及砾石受力具有一定的作用。因此，砾石的形状参数的选择是改变砾石受力的是一个比较重要的途径。从总体上讲，砾石铺压对于地表沙物质的覆盖作用远远大于砾石的阻沙功能，因此，地表覆盖度应在80%左右，而且铺设大于10mm的块状砾石，尤其是在摩阻风速大于1 m·s^{-1}的大风状况，对于近地表风速有明显的抑制作用（薛娴等，2000）。而在摩阻风速小于1 m·s^{-1}状态下，5～10 mm的细石对于近地表风速抑制作用明显。Lyles（1988）也认为，当不可蚀颗粒覆盖度达到80%时，地表几乎不发生风蚀，这种地表在无人扰动时，处于相当稳定的状态。沙砾质戈壁防护区建设内容包括：

（1）羽毛状输导工程。由于鸣沙山的西北侧沙砾质戈壁是危险洞窟的另一个重要的沙源。作为砾石压沙带的前沿地带应采取羽毛状输导工程，当西北风作用时，羽毛状输导栅栏成为封闭式的组合体，可以阻截戈壁面的沙物质。当东北风作用时，羽毛状输导栅栏又可作为开放式的组合体，利用东北风强于西北风的特征，通过狭管效应等，将阻截的沙物质通过砾石戈壁吹回到鸣沙山沙丘边缘地带。沉积于鸣沙山边缘的沙物质，受高大沙丘体的遮护，不被偏西北风重新吹起。即通过羽毛状输导工程与砾石压沙带的合理组合配置，使窟顶的风沙床面向着一种更为稳定的动态平衡趋势发育。

（2）砾石压沙带。对靠近鸣沙山东缘至窟顶550～1 400m宽、1 600m长的范围里，对于含沙量较高的沙砾地表，铺设大于10mm的块状砾石及5～10mm的细砾，地表砾石覆盖度应在80%左右。采用工程镇压法先将地表夯实，然后进行砾石铺压再夯实，如此反复，可保护地表以下的细沙物质免遭风蚀，并阻截西北、西南气流从鸣沙山携带的一小部分沙物质，同时可使少量进入戈壁带的沙粒在不饱和气流作用下进行输导，不致于形成风沙沉积。

（3）砾质戈壁区。由于砾质戈壁不易就地起沙，而且偏东风对窟顶崖面的多年积沙具有反向搬运能力。因此，应保持其自然状况。

（4）窟顶化学固沙带。随输沙量的减少，沿窟崖面由非堆积搬运区逐渐成为强风蚀区，在不饱和气流作用下，窟顶易遭受风蚀，因此，采用化学材料固结才能达到固沙和防护岩体风蚀。拟采用PS无机化合物对窟顶崖面的进行加固（屈建军等，1994）。

（5）人工沙堤。由于尼龙网栅栏是一种单一的阻沙措施，因而也是一种临时的防沙措施。从目前的积沙效果来看，其阻沙效果相当明显，对洞窟的保护具有一定作

用。由于其后续防沙措施没有及时跟上，造成一些积沙段已达到了118m，一旦积沙高于尼龙网栅栏的高度，对洞窟形成新的严重威胁，因此，对目前尼龙网阻沙栅栏内外两侧约3 000～3 500 m的沙堤，应采用人工和自然方法进行清除，以免留下隐患。清除工作应利用冬、春强劲的东北风的自然作用将沙物质吹回到鸣沙山。尼龙网栅栏原设计年限10年，但从目前尼龙网栅栏的完好程度看仍可以使用几年。因此，尼龙网栅栏在新的综合防护体系建立后仍可以原样保留，这样可对综合防护体系工程建设中，由于地表破损造成就地起沙和鸣沙山沙源起到阻截作用，并且也是今后评价综合防护体系防沙效益的一个重要指征。

12.3.4 保障措施

在莫高窟开展如此规模的宏大治沙工程，关系到国际名声，治沙经费必须依靠国家投资，充足的投资额度是完成规划工程质量的根本保证。治沙工作是一项技术含量高、技术要求严格的工程体系。要保证工程的质量，必须重视科学技术，特别注意项目前期及实施过程中的野外观测和实验工作，尽快采用先进治沙技术和科技成果，建立有特色的风沙危害防护体系，发挥其沙漠化防治示范带头作用及辐射作用。应把目前急需解决的沙砾质戈壁的砾石铺压技术，复杂风信条件下高大沙山工程防护的合理配置，新材料、新方法的引进、筛选等作为科技攻关项目，主要包括：

(1) 风沙运动规律的观测。包括流场、输沙率、戈壁风沙流的野外观测、风洞模拟实验，为防护带的设置及有效防护宽度的正确确定提供科学依据。

(2) 防护体系综合效益观测。包括综合防护体系建立以后流场、输沙率及粉尘输送规律、戈壁风沙流、地表形态的变化，通过风沙物理过程进一步探讨其综合防护机制。

(3) 莫高窟风沙危害综合防护体系建设实用技术及材料的试验研究。包括多风向条件下阻沙栅栏和草方格沙障的设置技术、防护材料的筛选、砾石压沙工艺及新技术、新材料的引进、羽毛状导沙工程等，建立相应的防护技术参数。

(4) 莫高窟风沙危害综合防护体系的生态环境影响评价及预测。

参考文献

敦煌市志编纂委员会．1994．敦煌市志．北京：新华出版社．

郭青林，王旭东，李最雄等．2007．敦煌阳关烽燧现状调查与保护研究．敦煌研究，5：63－67．

韩致文，陈广庭，胡英娣等．2000．塔里木沙漠公路防沙体系建设几个问题的探讨．干旱区资源环境，14（2）：35－40．

贾贵义，程旭学．2006．浅议敦煌市环境地质及月牙泉治理．甘肃科技，22（8）：22－25．

凌裕泉．1991．铁路沙害治理体系的风沙物理学原理——以包兰铁路为例．腾格里沙漠沙坡头地区流沙治理研究（二）．银川：宁夏人民出版社．

马世威．1988．风沙流结构的研究．中国沙漠，8（3）：8－22．

戚登臣，陈文业，张继强等 . 2010. 敦煌西湖湿地生态系统现状、退化原因及综合修复对策 . 草业学报，19 (4)：194—203.
屈建军，刘贤万，雷加强等 . 2001. 尼龙网栅栏防沙效应的风洞模拟实验 . 中国沙漠，20 (3)：276—280.
屈建军，张伟民，彭启龙等 . 1996. 论敦煌莫高窟的若干风沙问题 . 地理学报，51 (5)：418 —425.
屈建军，张伟民，王远萍等 . 1994. 敦煌莫高窟岩体风蚀机制及其防护对策研究 . 中国沙漠，14 (2)：18—23.
王晓云，领耀文，吴莹莹 . 2009. 敦煌市文物古迹的沙漠化环境 . 兰州大学学报（自然科学版），45 (3)：34—38.
吴正，凌裕泉 . 1965. 风沙运动的若干规律及防止风沙危害问题的初步研究 . 治沙研究 (7)：7—14.
吴正 . 1987. 风沙地貌学 . 北京：科学出版社 .
薛娴，张伟民，王涛 . 2000. 戈壁砾石防护效应的风洞实验与野外观测结果——以敦煌莫高窟顶戈壁的风蚀防护为例 . 地理学报，55 (3)：375—383.
尹永顺 . 1989. 砾漠大风地区风沙流研究 . 中国沙漠，9 (4)：27—36.
张明泉，赵转军，曾正中 . 2003. 敦煌盆地水环境特征与水资源可持续利用干旱区资源与环境，17 (4)：71—77.
张伟民，李孝泽，屈建军等 . 1998. 金字塔沙丘地表气流场及其动力学过程研究 . 中国沙漠，18 (3)：215—220.
张伟民，王涛，薛娴等 . 2000. 敦煌莫高窟风沙危害综合防护体系探讨 . 中国沙漠，20 (4)：409—413.
赵海英，李最雄，韩文峰等 . 2003. 西北干旱区土遗址的主要病害及成因 . 岩石力学与工程学报，22 (增 2)：2875—2880.
赵松乔 . 1990. 求是精神——缅怀竺可桢的教导 . 地理科学，10 (1)：6—8.
朱震达 . 1999. 荒漠化防治必须建立一个完整的防护体系——以敦煌莫高窟防沙工程体系为例 . 北京：中国环境科学出版社 .
邹学勇，朱久江，董光荣等 . 1992. 风沙流结构中起跃沙粒垂直初速度分布函数 . 科学通报，23：65—67.
Anderson R S 1986. Erosion profiles due to particles entrained by wind: application of an eolian sediment transport model. Bulletin of the Geological Society of America 97：1270—1278.
Anderson R S, Haff P K. 1988. Simulation of eolian saltation. Science, 241：820—823.
Anderson R S, Hallet B. 1986. Sediment transport by wind: toward a general model. Geological Society of America Bulletin 97：523—535.
Anderson R S. Sorensen M, Willetts B B. 1991. A review of recent progress in our understanding of aeolian sediment transport. Acta Mechanica (Suppl. 1)：1—19.
Anderson R S. 1987. Eolian sediment transport as a stochastic process: the effects of a flunctuating wind on particle trajectories. Journal of Geology, 95：497—512.
Anderson, R S. 1988. Erosion profiles due to particles entrained by wind: application of eolian sediment-transport model. Geological Society of America Bulletin, 97：1270—1278.
Bagnold R A. 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. London: Methuen & Co.. 265.
Chepil W S, Woodruff N P. 1957. Sedimentary characteristics of dust storms: Ⅱ. Visibility and dust concentration. American Journal of Science 255：104—114.
Chepil W S. 1945. Dynamics of wind erosion: nature of movement of soil by wind. Soil Science 60：305—320.
Davidson-Arnott R G B, White D C, Ollerhead J. 1997. The effects of artificial pebble concentrations on eolian sand transport on a beach. Canadian Journal of Earth Sciences, 34：1499—1508.
Dong Z, Wang H, Liu X, Zhao A. 2002. Velocity profile of a sand cloud blowing over a gravel surface. Geomorphology, 45 (3—4)：277—289.
Fryrear D W, Stout J E, Hagen L J et al. 1991. Wind erosion: field measurement and analysis. Transactions of the

ASAE, 34: 155—160.

Gillette D A, Blifford I H, Fryrear D W. 1974. The influence of wind velocity on the size distribution of aerosols generated by wind erosion of soils. Journal of Geophysical Research 79: 4068—4075.

Gillette D A, Walker T R. 1977. Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plians of west Texas. Soil Science, 123: 97—110.

Gillette D A. 1999. Physics of aeolian movement emphasizing changing of the aerodynamic roughness height by saltating grains. In Goudie AS, Livingstone I, Stokes S (eds.) . Aeolian Environments, Sediments and Landforms. 129—142.

Greeley R, Iversen J I. 1985. Wind As A Geological Process. Cambridge: Cambridge University Process.

Kawamura R. 1951. Study on sand movement by wind. Institute of Science and Technology, Tokyo. Report, 5: 95—112.

Lancaster N. 1995. Geomorphology of Desert Dunes. London: Routledge.

Lyles L. 1988. Soil wind erodibility index in seven northern central states. Transactions of the ASAE: 375—383.

McEwan I K, Willetts B B, Rice M A. 1992. The grain/bed collision in sand transport by wind. Sedimentology 39: 971—981.

Mitha S, Tran M Q, Werner B T. 1986. The grain-bed impact process in aeolian saltation. Acta Mechanica 63: 267—278.

Nickling W G. 1978. Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley, Yukon Territory. Canadian Journal of Earth Science , 15: 1069—1084.

Owen P R. 1964. Saltation of uniform sand grains in air. Journal of Fluid Mechanics, 20: 225—242.

Rice M, Willetts B B, McEwan I K. 1996. Observation of collisions of saltating grains with a granular bed from high-speed cine-film. Sedimentology, 43: 21—31.

Shao Y, Raupach M R. 1992. The overshoot and equilibrium of saltation. Journal of Geophysical Research, 97: 20559—20564.

Sharp R P. 1964. Wind-driven sand in Coachella Valley, California, Geological Society of America Bulletin, 75: 785—830.

Sorensen M, McEwan I K. 1996. On the effect of mid-air collisions on aeolian saltation. Sedimentology, 43: 65—76.

Suzuki T, Takahashi K. 1981. An experimental study of wind abrasion. Journal of Geology, 89: 23—36.

Werner B T. 1987. A physical model of wind-blown sand transport. PhD thesis, California Institute of Technology, USA.

White B R, Schulz J C. 1977. Magunus effect on saltation. Journal of Fluid Mechanics, 81: 497—512.

Willetts B B, Rice M A. 1985. Inter-saltation collisions. In: Barndorff-Nielsen O E et al (Eds), Proceedings of International Workshop on the Physics of Blown Sand, Memoirs No. 8, Vol. 1. Dept. Theor. Statist. , Aarhus University, Denmark: 83—100.

Willetts B B, Rice M A. 1986. Collisions in aeolian saltation. Acta Mechanica, 63: 255—265.

Williams G. 1964. Some aspects of aeolian transport load. Sedimentology, 3: 257—287.

Zingg A W. 1953. Some characteristics of aeolian sand movement by saltation process, Edition du Center National de la Recherche Scientifique, 7: 197—208.

Zou X Y, Wang Z L, Hao Q Z et al. 2001. The distribution of velocity and energy of saltating sand grains in a wind tunnel. Geomorphlogy, 36: 155—165.

Summary

Chapter 1 Introduction As an introduction to the book, this chapter addresses the significance of the study of aeolian geomorphology in the Kumtagh Desert. It is clearly stated that the book is focused on regional aeolian geomorphology, an important branch of aeolian geomorphology and even geomorphology. Review of several landmark research achievements suggests that aeolian research has made great progresses along with development of modern science and technology. However, the study of regional aeolian geomorphology has been ignored largely due to the inclement environments of sand seas and dune fields, too theoretical features and few direct demands from common societies. We emphasize that regional aeolian geomorphology is an indispensable part of aeolian geomorphology and aeolian research. The thought train and organization framework of the book are presented in terms of the theoretical framework of regional aeolian geomorphology.

Chapter 2 Paleo-Geographic Outlines The paleo-geographic outlines for the development of aeolian geomorphology of the Kumtagh Desert are discussed in terms of geological structure and stratigraphy. Limited by the available information with respect to the hinterland of Kumtagh Desert, the discussion of paleo-geographic outlines is mainly based on the research results in the surrounding areas, especially from the Lup Nur area, and the knowledge we obtained through field investigation in the hinterland of Kumtagh Desert in recent years. The basement of the Kumtagh Desert is the eastward extension of the Tarim Platform, which experienced complex evolution processes in responses to the evolution of Tarim Basin and the uplift of Altyn fault block. Formation of the Kumtagh Desert is closely related to its unique geographical location to the north of Qinghai-Tibet Plateau, and far from oceans. It is the results of the rapid uplift of the Qinghai-Tibet Plateau caused by the neotectonic movement and climate fluctuation in ice age. Formation of the Kumtagh Desert can at least date back to Late Miocene and Pliocene of the late Tertiary period, which has experienced two primary stages of the late Tertiary of Quaternary.

Chapter 3 Aeolian Sediments Sediment constitutes the material basis for the development of aeolian geomorphology, and hence need be clearly expounded in the

study of regional aeolian geomorphology. This chapter discusses the sediment characteristics of the Kumtagh Desert in terms of the grain size distribution and mineralogical and geochemical compositions. Mean grain size of surface sediments in the Kumtagh Desert varies between 2.02 Φ~3.06 Φ(0.12~0.25 mm), belonging to median to fine sands. They are well to moderately well sorted with phi sorting index of 0.35~0.82. Influenced by the provenance and chemical weathering degree, mineral composition of sediments in the Kumtagh Desert is complex. The content of unstable minerals such as light mineral and various rock debris is relatively high, but heavy mineral composition is relatively low. The composition of light mineral of sediments in the Kumtagh Desert is considerably different from that of other deserts, with lower quartz content but higher feldspar content. Sediment supply for the Kumtagh Desert is mainly from weathering and erosion of the Altyn Mountains to the south and low mountains and hills to the east. Regional difference in sediments is further promoted by the prevailing wind and the local air flow circulation caused by the mountains, which leads to the differential sorting and transport of sediments.

Chapter 4 Wind System Wind provides the power for the formation and development of aeolian geomorphology. This chapter, at first, discusses the mean seasonal pressure at the sea level and seasonal mean air current of the Kumtagh Desert based on previous research results. The surface wind regime is analyzed and discussed according to the wind data acquired from six weather and wind towers set up in 2007. Sand drift potential is analyzed in detail. Wind power system responsible for the formation and development of aeolian geomorphology in the Kumtagh Desert is controlled by both the planetary wind system and local air circulation. Wind energy belongs to intermediate to high wind energy environments, higher than other Chinese deserts. There are regional differences in both wind direction and strength, corresponding well to the regional variation in dune types. Wind system in the Kumutagh Desert reflects the effect of Qinghai-Tibet Plateau to some extent, implying the influence of the Qinghai-Tibet Plateau on the formation and evolution of aeolian geomorphology in the Kumtagh Desert.

Chapter 5 Types and Distribution of Aeolian Landforms Identifying the types of aeolian landforms is the basis for further understanding of aeolian geomorphology, and is also a summarization of the research achievements. The Kumtagh Desert has complex types of aeolian landforms although its area is smaller compared with the other sand seas in China. There are also some unique types of aeolian landforms in the

Kumtagh Desert, which are not reported in other deserts, such as the raked linear dunes and gravel bodies. The main types of landforms formed by aeolian accumulation in the Kumtagh Desert include aeolian sand ripples, gravel ridges, flat sand land, nebkhas, barchan dunes, barchan chains, barchanoid bridges, reversed dunes, compound transverse mega-dunes, linear dunes, dendritic dunes, complex linear dunes and megadunes, reticulate dunes, star(pyramid) dunes and megadunes, compound star dunes and complex star-shaped dunes. The main types of wind-eroded landforms in the Kumtagh Desert include ventifacts, deflation gobi, yardangs, gravel bodies. Distribution of the types of aeolian landforms reflects regional differences in the control factors of aeolian landforms.

Chapter 6 Formation of Aeolian Landforms The formation process of aeolian landforms is one of the primary aspects in the study of aeolian geomorphology. The types of aeolian landforms in the Kumtagh Desert are complex, and hence the formation process and influencing factors must also be complex. Our present knowledge of aeolian geomorphology is still relatively poor. Therefore, we choose some main types of aeolian landforms in the Kumtagh Desert as research object. Formation of aeolian landforms in the Kumtagh Desert shares some common processes with other deserts over the world, but also has several unique processes. We attempt to make progress in studying aeolian geomorphology in the Kumtagh Desert on the basis of previous research in aeolian geomorphology. We focus on the formation processes of main dune types. This chapter mainly discusses control factors for the macro patterns of aeolian geomorphology in the Kumtagh Desert, air flow characteristics over transverse dunes and nebkhas, development model of star dunes, formation processes and control factors of ventifacts, and deflation gobi.

Chapter 7 A Discussion of Feathery Dunes Researchers from China have been showing unprecedented interests in feathery dunes as study of the Kumtagh Desert proceeds. However, more and more arguments centering feathery dunes arise. After reviewing dune classifications proposed by several authors, this chapter recognizes that feathery dune is a variety of complex linear ridge, in which the main ridge acts as a"shaft" and subsidiary barchan dure arms diverging from the main ridge act as "feathers". Comparing morphology of the feathery dunes reported in other deserts around the world and those found in the Kumtagh Desert reveals that the so-called feathery dunes in the Kumtagh Desert are in fact not real feathery dunes, but typical seif dunes. The "feathers" erroneously assumed on remote sensing images are pat-

terns reflecting albedo contrast of the ground surface sediments. They have no corresponding relationship to the relief on the inter-seif dune corridors. Feathery dunes are developed in complex wind regime with insufficient sand supply. Consequently, we proposed that the misconception of feathery dunes held by Chinese researchers should be corrected.

Chapter 8 Unique Aeolian Landforms The special geographical environment in the Kumtag Desert makes the aeolian landform have several unique characteristics, which are indicated in such aspects as morphology (types of aeolian landform) and spatial patterns. L linear dunes in the north of the Kumtagh Desert draw more attention in aeolian geomorphology and there is much debate about them. In this chapter, these linear dunes are identified as rake linear dunes based on morphological characteristics of the dunes observed through field investigation and satellite images. The formation environment and the formation processes are discussed. Gravel bodies under the combined effects of diluvial and aeolian erosion are found in the north of the Kumtagh Desert. The special geomorphic patterns of the region covered with the linear dunes in the north of the desert are analyzed with the method of geomorphological pattern analysis, which was introduced to dune geomorphology in recent years. The construction time of linear dunes in the north of the Kumtagh Desert is estimated.

Chapter 9 Compilation of the Geomorphic Map This chapter presents the general ideas and technologies employed in compiling the thematic map. The scale of the map is determined to be 1 : 350 000, considering the thematic details to be shown and the required specification of printing paper. 1 : 250 000 land maps prepared in the 1970s are selected as the geographic base maps, supplemented by the 1 : 100 000 land maps for details of some elements. Thematic contents are based on TM data of 2000 to 2007, supplemented by the high-resolution images provided by Google Earth in some areas. The thematic contents includes geomorphic types, height and activities. The geomorphic types are classified as aeolian landforms, fluvial landforms, dry denuded landforms, glacial and periglacial landforms and other landforms. Aeolian landforms are the key elements to be manifested in the thematic map. Aeolian landforms are classified into 13 types represented by symbols, their relative height represented by colours and activities represented by arrows. Primary dunes generally higher than 10m are sited and those less than 10m in height are non-sited to show the distribution and patterns of aeolian landforms and consider the limitation of mapping scale. Alluvial fans and dry streams are also the key factors to be presented because the Kumtagh

Desert is developed on the inclined alluvial plains to the north of the Altyn Mountains. Computer mapping and digitization technology are applied to their best. All the information that can be digitized is digitized. Geomorphic Map of the Kumtagh Desert would provide rich information for studying the desert.

Chapter 10 Aeolian Geomorphic Regionalization As a preliminary summary of aeolian geomorphic research, this chapter attempts to study the aeolian geomorphic regionalization in the Kumtagh Desert. With the theoretical guidance of regional differentiation regularity in geomorphology, the principles followed include genetic similarity, multi-order division, and a combination of comprehensive analysis and dominant factors. A two-order regionalization system is presented by means of top-down division order and leading factors. The regions of the first order (geomorphological regions) are divided in terms of causes of the underlying landforms, and the regions of the second order (geomorphological sub-regions) are divided in terms of the morphology of aeolian landforms. The present scheme divides the aeolian geomorphology of the Kumtagh Desert into seven regions and 23 sub-regions. The characteristics of each region and sub-regions are described briefly.

Chapter 11 Aeolian Geomorphological Heritages and Tourism Developmenl Aeolian geomorphological heritage and tourism development are the research aspects of applied aeolian geomorphology. However, the study of geomorphological heritage is still at its beginning stage. Successful practices for tourism development of the geomorphological heritage have been carried out in such areas in the Kumtagh Desert as the Mingshashan, Crescent Lake, and Yardang National Geological Park. At the beginning of this chapter, we provide a brief evaluation on the value of the aeolian geomorphology in the Kumtagh Desert as world nature heritage in terms of aesthetic, social economic, cultural and scientific values. And then, we suggest the significance, methods of tourism development, point out possible problems facing tourism development. Finally, we detail the procedures of applying for world nature heritage.

Chapter 12 Aeolian Sand Hazards and Their Control The control of blown sand hazards is an important research aspect of regional aeolian geomorphology. Aeolian sand hazards threaten the survival of human being. The control practices of aeolian sand hazards in the Kumtagh Desert are mainly conducted in the surrounding areas, especially in Dunhuang area. Sand drift in gobi deserts has scme unique characteristics compared with that in shifting dune fields, and hence presents special hazards. We

simulated the flux profile and speed of aeolian sand cloud in a wind tunnel. Aeolian sand hazards to Mogao Grottoes in Dunhuang has received wide attention from Chinese Government and international communities, thereby, we introduce the successful practices for controlling aeolian sand hazards to Mogao Grottoes in Dunhuang to provide experiences that can be used in areas suffering similar aeolian sand hazards.

[General Information]

□□=□□□□□□□□□□

□□=□□□

□□=484

SS□=12871803

DX□=

□□□□=2011.10

□□□=□□□□□